



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN AGRONOMÍA

**DINÁMICA DE LA COBERTURA DE RESIDUOS EN SUELOS BAJO
SIEMBRA DIRECTA: RELACIÓN CON LA HUMEDAD DEL SUELO Y LA
TRANSFORMACIÓN DE LAS FRACCIONES ORGÁNICAS LÁBILES**

Ing. Agr. Fernando Manuel López

BAHIA BLANCA

ARGENTINA

2017

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Agronomía, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Laboratorio de Suelos, Plantas y Ambiente (LabSPA), preteneciente al CERZOS-Departamento de Agronomía (UNS), durante el período comprendido entre septiembre de 2012 y noviembre de 2016, bajo la dirección del Dr. Juan Alberto Galantini.

Ing. Agr. Fernando M. López



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/....../..... , mereciendo la calificación de(.....)

Agradecimientos

Al Dr. Juan Alberto Galantini, por su invaluable ayuda y enseñanzas y por brindarme la libertad de expresar mis ideas.

A mi familia, especialmente a mi madre, por el continuo apoyo durante el transcurso de mis estudios.

A mis amigos Dr. Juan Manuel Martínez, Dr. Matías Duval, Téc. Cecilia Costantino, Téc. Luciano Baraldi y Téc. Ramiro García por tantos años de amistad y trabajo compartidos.

A mis compañeros de cátedra y amigos Dr. Liliana Suñer y Dr. Maximiliano Garay Schiebelbein por su apoyo y ayuda desinteresada.

A mis compañeros y amigos del Laboratorio de Suelo, Planta y Ambiente: Ing. Mag. Sc. María Rosa Landriscini, Ing. Agr. Julio Iglesias, Ing. Mag. Sc. Gabriela Minoldo, Bqca. Mag. Sc. Ana María Miglierina, Dr. Fabiana Limbozzi, Lic. Mag. Sc. Gabriela Laurent, Dr. Carlos Cardoso, Lic. Juan Carlos Gasparoni y Lic. Alejandra Barrios, por todos los momentos compartidos.

Al Departamento de Agronomía de la Universidad Nacional del Sur y al Centro de Recursos Naturales Renovables de la Zona Semiárida (CERZOS-CONICET) por brindarme los medios y la libertad para desarrollar mis estudios de posgrado.

A la profesora Mg. Mercedes Ron por su valioso aporte para el análisis de datos del capítulo I y su apoyo para el desarrollo de la tesis.

A la Dra. Nilda M. Amiotti y a la Mg. Erica S. Schmidt por su ayuda desinteresada frente a mis consultas.

A Maria Delia Chamadoira, por su buena predisposición cuando le solicité ayuda.

Al Lic. Ricardo Camina por su significativo aporte para el análisis de datos del capítulo III.

Al Dr. Luciano Gabbarini por su contribución para el análisis de la actividad enzimática del suelo.

A la Ing. Agr. (Mg) Josefina P. Zilio por su ayuda cuando la necesité.

“Saber que sabemos lo que sabemos, y que no sabemos lo que no sabemos, ese es el verdadero saber.”

Confucio, 551 a.C. – 478 a.C.

Organización de la Tesis

La presente tesis intenta brindar información sobre aspectos poco conocidos del manejo bajo siembra directa (SD) en suelos del sudoeste bonaerense (SOB), que permita evaluar y mejorar la implementación de esta práctica en la región. Se realizó un análisis amplio de los agroecosistemas, ya que se estudiaron varios componentes relacionados con la cobertura y propiedades físicas, hasta factores que afectan el balance de carbono y la disponibilidad de nutrientes. La tesis se organizó en una introducción general, cuatro capítulos de resultados (Capítulos I a IV) y un capítulo con conclusiones y consideraciones finales (Capítulo V). Los capítulos I, II, III y IV se redactaron según el siguiente esquema: introducción, materiales y métodos, resultados y discusión y conclusiones. En el Capítulo I se desarrolló un método sencillo para la cuantificación de residuos en superficie y cobertura del suelo mediante fotografías digitales. Con dicho procedimiento se procedió a evaluar el estado actual de cobertura del suelo en sitios del SOB con historia bajo SD. En el capítulo II, teniendo en cuenta las numerosas publicaciones que reportan problemas en la calidad física de suelos bajo SD, se analizó la fertilidad física actual de distintos suelos del SOB que poseían varios años de SD continua. Para la evaluación de la fertilidad física se determinó la distribución por tamaño de poros, su relación con diferentes componentes del suelo y se realizaron comparaciones con suelos de ambientes cuasi prístinos. En el capítulo III se analizaron los factores que afectan la dinámica de residuos en suelos bajo SD, la descomposición de las fracciones orgánicas y su efecto sobre los balances de carbono orgánico del suelo. En el capítulo IV se evaluó el efecto de la cobertura del suelo sobre la disponibilidad de los principales nutrientes para los cultivos en la región. Finalmente se realizó un capítulo de conclusiones y consideraciones generales (Capítulo V), teniendo en cuenta los resultados de los cuatro capítulos precedentes. En ese capítulo se discutieron y sintetizaron los principales hallazgos de los estudios y se plantearon futuras líneas de investigación, así como los posibles usos de la información generada en esta tesis.

Índice

Agradecimientos	iii
Organización de la Tesis	v
Resumen	viii
Abstract	x
Introducción General	1
Región de estudio	1
Siembra Directa	2
Residuos de los cultivos	3
Dinámica del Carbono	4
Problemática planteada	6
Hipótesis general	6
Objetivo general	7
Objetivos de cada capítulo	7
Capítulo I - Cobertura en suelos bajo siembra directa del sudoeste bonaerense	8
Introducción	9
Materiales y métodos	10
Metodología para el muestreo de residuos en superficie y determinación de cobertura del suelo	11
Resultados y Discusión	13
Conclusiones	20
Capítulo II – Porosidad de suelos del sudoeste bonaerense bajo siembra directa ..	21
Introducción	22
Materiales y Métodos	24
Resultados y Discusión	28
Conclusiones	38

Capítulo III – Dinámica del C en suelos del sudoeste bonaerense bajo siembra directa.....	40
Introducción.....	41
Materiales y Métodos	45
Modelado de la emisión de C por microorganismos heterótrofos	53
Aportes de C al suelo.....	54
Resultados y Discusión	56
Factores que afectan las pérdidas de C en suelos bajo siembra directa	56
Balance de C en suelos bajo siembra directa en el sudoeste bonaerense.....	66
Conclusiones.....	77
Capítulo IV – Efecto de los residuos en superficie sobre la actividad microbiana y la disponibilidad de nutrientes en suelos bajo siembra directa.....	78
Introducción.....	79
Materiales y Métodos	82
Resultados y Discusión	85
Humedad y respiración del suelo	85
Nitrógeno	92
Fósforo	95
Conclusiones.....	102
Capítulo V- Conclusiones y consideraciones finales.....	104
Bibliografía.....	111

Resumen

La región semiárida del sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina (SOB), presenta características climáticas y edáficas que la diferencian de la región pampeana central. A partir de la difusión de la siembra directa (SD) en el SOB, es necesario el conocimiento de diversos factores que afectan tanto la productividad como la sostenibilidad de estos agroecosistemas. Además, dada la importancia de los residuos superficiales en los sistemas de SD, es necesario el estudio de los factores que afectan su dinámica. El objetivo general de la tesis fue investigar aspectos poco conocidos de la implementación de la SD en el SOB, que permitan una adecuada implementación de esta práctica en la región. Se propuso evaluar diferentes factores relacionados con los residuos superficiales, propiedades físicas del suelo, ciclado del carbono orgánico del suelo (COS) y disponibilidad de nutrientes. A partir de la evaluación del estado actual de residuos en superficie (123 lotes) y fertilidad física (17 lotes) en sitios con historia bajo SD del SOB, fue posible establecer que la mayoría de estos no presentarían una adecuada cobertura y macroporosidad. Si bien no es posible atribuir la pérdida de porosidad a la SD, la forma en que se ha implementado en la región no aseguró una apropiada fertilidad física. La respiración del suelo (RS), presentó importantes variaciones en diferentes suelos bajo SD del SOB, lo que tendría diferentes efectos en el ciclado del COS. Debido a la elevada RS en algunos sitios del SOB, se observaron elevadas pérdidas potenciales de C-CO₂ durante el barbecho químico estivo-otoñal. En consecuencia, el cultivo de trigo (*Triticum aestivum* L.) continuo, con barbecho químico largo, podría producir elevadas pérdidas de COS. Las diferencias en los balances de COS estarían influenciadas por el tipo de suelo, las precipitaciones durante el barbecho y el aporte de C de los residuos. El incremento de los residuos en superficie en suelos bajo SD provocó el aumento de la humedad edáfica y de la RS, así como mayor disponibilidad de N y P para los cultivos. La mayor disponibilidad de estos nutrientes no provendría del aporte de los residuos sino se debería a mejores condiciones para la mineralización de la materia orgánica durante el barbecho. Sin embargo, dado el aumento de la actividad de microorganismos heterótrofos por el aumento de la cobertura del suelo, sería necesario el estudio de su efecto sobre las pérdidas potenciales de C-CO₂ durante el barbecho químico. A pesar que el manejo bajo SD en el SOB representó un gran cambio frente a los sistemas convencionales de cultivo bajo labranza, sería necesario el avance en nuevas prácticas que permitan la adecuada implementación de la SD en la región. Debido a la baja cobertura del suelo y ausencia de rotaciones, no sería posible definir al manejo predominante actual de la SD como agricultura de conservación (AC). La transición del

manejo actual de la SD a un manejo que integre los otros principios de la AC es compleja y representa un cambio a nivel holístico, requiriendo la adaptación y/o generación de prácticas de manejo apropiadas a cada situación. El aumento de la cobertura, la disminución de los períodos de barbecho y la adecuación e intensificación de las rotaciones, serían herramientas válidas para mejorar el manejo de SD en el SOB. Además, a partir de la implementación de estas prácticas sería posible el aumento del secuestro de C en suelos bajo SD del SOB. Este incremento del COS serviría para promover una mejora en la estructura del suelo, lo que ayudaría a revertir los problemas de degradación de los suelos de la región.

Abstract

The semi-arid region of the southwest of Buenos Aires province -Argentina- (SOB), has climatic and edaphic characteristics that differentiate it from the central Pampean region. Since the large expansion of no tillage (NTill) in the SOB, it is needed a more detailed knowledge of several factors that affect both the productivity and the sustainability of agroecosystems. Furthermore, due to the importance of surface residues in NTill, it is necessary to determinate factors that affect its dynamics. The objective of the thesis was to generate information about the current state of soils under NTill in the SOB and surface residues dynamics, to achieve an adequate implementation of this practice in the region. It was proposed to evaluate different factors related to surface residues, soil physical properties, soil organic carbon (SOC) cycling and nutrient availability. From the study of surface residues (123 sites) and physical fertility (17 sites), it was possible to establish that most soils under NTill in the SOB would not have an adequate soil cover and porosity. Although it is not possible to attribute the loss of physical fertility to NTill management, the way it has been implemented in the region has not been able to guarantee an adequate soil cover and porosity. Soil respiration (SR) presented important variations in different soils under NTill of SOB that would have different effects on SOC cycling. Due to SR during summer-autumn fallow, potential C-CO₂ losses could be very high. Consequently, continuous wheat (*Triticum aestivum* L.) cultivation with chemical fallow would produce large C-CO₂ losses. The differences in SOC balances would be influenced by soil type, precipitations during fallow period and crop C contribution. Increased soil cover under NTill caused higher SR and greater nitrogen (N) and phosphorus (P) availability for crops. The increase in nutrient availability would be due to better conditions for organic matter mineralization during fallow period. However, due to the increase of heterotrophic microbial activity, it would be necessary to study the effect of increasing surface residues on potential C-CO₂ losses during chemical fallow. Although NTill management in the SOB represented a great change compared to conventional tillage systems, it would be necessary to advance in new practices that allow the adequate implementation of NTill in the SOB. Due to low soil cover and absence of crop rotations, it would not be possible to define the current NTill management as conservation agriculture (CA). The transition from NTill management to the integration of the other CA principles is complex and represents a holistic change, requiring the adaptation and / or generation of management practices to each situation. Increasing soil cover, decreasing fallow periods and adaptation of crop rotations would be valid tools to improve NTill management in soils of the SOB. Furthermore, the

implementation of these practices would lead to increase C sequestration, that would help to revert soil degradation in the region.

Lista de Abreviaturas

Abreviatura	Significado
AG	Lotes con agricultura bajo siembra directa
AN	Ambientes naturales o cuasi prístinos
ANAVA	Análisis de la varianza
ANCOVA	Análisis de covarianza
C	Carbono
C-CO ₂	Carbono del CO ₂
CC	Capacidad de campo
COM	Carbono orgánico asociado a la fracción mineral (<53 µm)
COP	Carbono orgánico particulado (53-2000 µm)
COPf	Carbono orgánico particulado fino (53-105 µm)
COPg	Carbono orgánico particulado grueso (105-2000 µm)
COS	Carbono orgánico del suelo
DA	Densidad aparente
H°	Humedad
MO	Materia orgánica
MOM	Materia orgánica asociada a la fracción mineral (<53 µm)
MOP	Materia orgánica particulada (53-2000 µm)
MOPf	Materia orgánica particulada fina (53-105 µm)
MOPg	Materia orgánica particulada gruesa (105-2000 µm)
mP	Mesoporos
MP	Macroporos
MPg	Macroporos grandes
MPp	Macroporos pequeños
N	Nitrógeno
Nt	Nitrógeno Total
P	Fósforo
N-MOP	Nitrógeno de la MOP
N-MOPg	Nitrógeno de la MOPg
N-MOPf	Nitrógeno de la MOPf
N-MOM	Nitrógeno de la MOM
RS	Respiración del suelo
SD	Siembra directa
SOB	Sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina.
µP	Microporos

Introducción General

Región de estudio

El Sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina (SOB), comprende parte de las regiones semiárida y subhúmeda seca de la Argentina, con características climáticas y edáficas que lo diferencian del resto de la pampa húmeda. Esta región se caracteriza por la gran variabilidad climática y la escasez de precipitaciones (Glave, 2006; Zotelo, 2011), factores que restringen la diversidad de cultivos y determinan un menor potencial de producción, respecto a la región pampeana central. La variabilidad climática interanual, típica del SOB, se debe principalmente a la variación de las precipitaciones, temperaturas, vientos y humedad relativa (Glave, 2006). Otra particularidad del SOB es la distribución de lluvias, que se concentra en dos estaciones definidas, otoño y primavera, interrumpida por una estación seca en los meses invernales y otra semi seca en verano (enero a febrero), con alta evapotranspiración (Zotelo, 2011). Estas cualidades del SOB determinan una alta fragilidad de los agroecosistemas, con menor resiliencia y una limitada sostenibilidad de la agricultura (Schmidt & Amiotti, 2015). Asimismo, las grandes variaciones climáticas interanuales determinan una alta variabilidad en la producción de los cultivos. Debido a estas características, los cambios de uso de la tierra y la aplicación de prácticas tecnológicas inadecuadas en el SOB, han tenido repercusiones negativas sobre la calidad del recurso suelo, agudizando los problemas derivados de las limitaciones climáticas (Amiotti *et al.*, 2012).

El SOB abarca cerca del 20% del territorio de la provincia de Buenos Aires y está integrado por los partidos de Adolfo Alsina, Saavedra, Puán, Tornquist, Coronel Rosales, Coronel Dorrego, Bahía Blanca, Villarino, Patagones y parte de los partidos de Guaminí, Coronel Suárez y Coronel Pringles (MAA, 2016). En esta región el riesgo de la producción agrícola crece de norte a sur y de este a oeste, lo que determina la predominancia de la ganadería en algunos partidos y la agricultura en otros. Sin embargo, en el último tiempo ha ocurrido una gran expansión de la producción agrícola a suelos que antes se destinaban a la producción mixta (Ministerio de Agroindustria, 2016). Dentro de la región con aptitud agrícola, los cereales de invierno (*Triticum aestivum* L. y *Hordeum vulgare* L., trigo y cebada, respectivamente) son los cultivos predominantes (Martínez *et al.*, 2012). En la actualidad, esta región aporta aproximadamente el 33 % de la producción de cereales de invierno de la Argentina (Ministerio de Agroindustria, 2016).

Siembra Directa

La siembra directa (SD) es una práctica de cultivo en la que las semillas se colocan en el suelo sin labranza, mediante el mínimo movimiento del suelo, para garantizar un buen establecimiento del cultivo (Derpsch *et al.*, 2014). Para poder considerar el sistema bajo SD, más del 50% de la superficie del suelo debe permanecer sin disturbar (Linke, 1998; Sturny *et al.*, 2007; CTIC, 2011). El objetivo es preservar los residuos en superficie y reducir la germinación de malezas. El manejo bajo SD es el concepto original y central de la agricultura de conservación (AC) (Dumanski & Peiretti, 2013; Pitterkow *et al.*, 2015) que representa la adopción de tres principios de manejo del suelo: 1) siembra directa de los cultivos con el menor disturbio del suelo, 2) cobertura permanente del suelo y 3) rotación de cultivos (Hobbs *et al.*, 2008; FAO, 2011). En este contexto, la SD surgió como una alternativa promisorio para la conservación de los recursos naturales y el mejoramiento de la producción agropecuaria, siendo una tecnología ampliamente promovida y adoptada en todo el mundo (Triplett & Dick, 2008).

A nivel mundial, la SD se promueve para reducir la erosión, secuestrar carbono (C) en el suelo y reducir los costos de producción (Lal, 2004a; Verhulst *et al.*, 2010; Pittelkow *et al.*, 2015). En los últimos años ha ocurrido un gran incremento del área bajo SD, con su adopción en cerca del 9% del área cultivable global, con grandes variaciones en el grado de aplicación de los otros dos principios de la AC (FAO, 2011, Kassam *et al.*, 2014). Actualmente la SD se implementa en más de 100 millones de hectáreas en todo el mundo (Derpsch & Friedrich, 2009) y en alrededor del 70% de las tierras agrícolas cultivables en Brasil, Argentina, Paraguay, Uruguay, Australia y Nueva Zelanda (Derpsch *et al.*, 2010). En Argentina se ha llegado a superar los 27 millones de ha bajo este sistema de labranza, superando el 78% de la superficie agrícola nacional (AAPRESID, 2012). Inicialmente adoptada en la Pampa Húmeda, en los últimos 20 años ha ocurrido una gran expansión de la SD hacia la zona subhúmeda y semiárida del SOB (Schmidt & Amiotti, 2015; Zilio, 2015). En estos ambientes, la adopción masiva de la SD se ha debido a menores costos de producción, mayores rendimientos y la posibilidad de incorporar áreas con mayores limitaciones para la producción agrícola (Derpsch *et al.*, 2010).

Los beneficios ambientales y económicos de la SD, implementado como principio básico de la AC, están bien documentados (Six *et al.*, 2004; Hobbs *et al.*, 2008;

Verhulst *et al.*, 2010; FAO, 2011; van Kessel *et al.*, 2013). En cuanto al control de la erosión, la SD sería muy promisorio por mantener la superficie del suelo cubierta por residuos, proteger la estructura del suelo y aumentar la infiltración de agua (Montgomery, 2008). Sin embargo, trabajos recientes indican que algunos beneficios de la SD no serían tan importantes como se consideró originalmente (Powlson *et al.*, 2014; Palm *et al.*, 2014). Por ejemplo, solo la ausencia de labranza no sería suficiente para aumentar el C del suelo (Derpsch *et al.*, 2014). De esta manera, para la correcta toma de decisiones en el manejo de suelos bajo SD, es necesario un mayor conocimiento de los factores que afectan tanto la sostenibilidad como la productividad de los agroecosistemas y la focalización de los estudios en regiones específicas (Derpsch *et al.*, 2014; Pittelkow *et al.*, 2015). En el SOB en particular, debido a la expansión acelerada de la SD en el SOB, es escaso el conocimiento de sus efectos en diversos suelos de la región. Según Schmidt & Amioti (2015), es necesario ampliar las investigaciones sobre la SD en suelos del SOB, si se pretende optimizar el funcionamiento de esta herramienta tecnológica en la región.

Residuos de los cultivos

Los residuos se definen como aquellos restos de cultivos que no han alcanzado ningún valor económico (Pedreño *et al.*, 2008). De esta manera como residuos superficiales se denomina a los materiales vegetales que permanecen en la superficie del suelo, incluyendo los rastrojos y los materiales remanentes de pasturas (Stockmann *et al.*, 2013). Debido a que la cantidad y calidad de los residuos afectan el contenido de materia orgánica (MO) del suelo (Parton *et al.*, 1987), su manejo en suelos agrícolas ha sido de gran interés para el control de la erosión y en estudios acerca del secuestro de C (e. g. Blevins & Frye, 1993; Guérif *et al.*, 2001; Coppens *et al.*, 2007).

Las prácticas de labranza poseen una gran influencia en la dinámica de los residuos en el suelo (Franzluebbers, 2002). Dada la importancia de los mismos, el conocimiento de los procesos involucrados en su descomposición es esencial para un manejo integrado de los agroecosistemas (Angers & Recous, 1997). En el sistema de SD en particular, la cobertura del suelo por residuos posee un papel fundamental de igual forma que la ausencia de disturbio del suelo (Derpsch *et al.*, 2014). Varios autores han establecido que la efectividad y los beneficios de la SD dependen del tipo y cantidad de residuos que formarán el “*mulch*” o cobertura del suelo (Ségui *et al.*, 2006; Derpsch, 2007; Lal *et al.*, 2007; Govaerts *et al.*, 2009; Derpsch *et al.*, 2014). Suelos sin

cobertura son propensos a la pérdida de estructura, desprendimiento de partículas, sellado de la superficie, formación de costras y compactación (Blanco-Canqui & Lal, 2009). Según Govaerts *et al.* (2006) y Baudron *et al.* (2012) la SD sin cobertura puede tener un efecto más negativo en la calidad del suelo a largo plazo que la labranza convencional, debido a la compactación excesiva y la reducción de la infiltración. Asimismo, SD sin cobertura del suelo resulta en bajo desarrollo y rendimiento de los cultivos, erosión y baja actividad biológica (Sayre *et al.*, 2006; Derpsch *et al.*, 2014; Pittelkow *et al.*, 2015).

Una característica diferencial de la SD frente a la labranza es que bajo SD los residuos permanecen en superficie y regulan la interfase suelo-atmósfera. La misma se define como la capa superior del suelo, que incluye parte o la totalidad del horizonte A y los elementos que constituyen la cobertura superficial (Krüger & Quiroga, 2012). Esta zona de contacto entre el suelo y la atmósfera es el lugar donde ocurren la mayor parte de los procesos relacionados con el manejo y la productividad del suelo. En SD, la interfase suelo-atmósfera presenta mayor complejidad que en labranza convencional, dado que está constituida por diferentes estratos de residuos y otros elementos como el mantillo, los bioporos y el tramado de raíces (Krüger & Quiroga, 2012). La importancia de esta delgada línea de contacto es que regula la pérdida de humedad, el sombreado y la temperatura edáfica, factores que revisten gran importancia para la actividad microbiana.

La rotación de cultivos, el tercer componente de la AC, también juega un rol importante en la dinámica de los residuos superficiales en sistemas bajo SD (Derpsch *et al.*, 2014). Sin embargo, a partir del advenimiento de la SD se generalizó la agricultura continua, muchas veces asociada al monocultivo (Loewy, 2005). Por ejemplo, en los partidos del SOB con mayor aptitud agrícola, el aumento de la superficie bajo SD ha ocurrido en simultáneo con el avance de la agricultura y la disminución de la producción ganadera. De esta manera, frente a cambios en la sucesión de cultivos, son importantes los estudios acerca de la descomposición de residuos superficiales, así como su dinámica e influencia en el ciclado de nutrientes y fertilidad de los suelos.

Dinámica del Carbono

En el último tiempo ha aumentado el interés sobre el carbono orgánico del suelo (COS) debido a su importante rol en la acumulación de gases de efecto invernadero (GEI) (Wander & Nissen, 2004). A escala global esto es debido al gran tamaño del

pool de C del suelo comparado con otros *pools* biológicamente activos (Paustian *et al.*, 2000; Council for Agricultural Science and Technology, 2004) y a las pérdidas de COS debido a las influencias antrópicas en los últimos 100 años (Paustian *et al.*, 2000; Lal, 2004b). Esta pérdida de COS, tanto de los residuos como de la materia orgánica del suelo (MO), involucra una gran liberación de CO₂ a la atmósfera, de mayor magnitud que las emisiones antropogénicas (Schlesinger, 1997; Lal, 2008). Actualmente se considera que las actividades agropecuarias son responsables de entre el 20 y 35% de la emisión de GEI (IPCC, 2014) y en los suelos agrícolas el CO₂ es el GEI dominante (Oertel *et al.*, 2016). En ecosistemas terrestres, la tasa de respiración del suelo es la principal responsable (60-90%) de la emisión de COS a la atmósfera (Longdoz *et al.*, 2000). Un cambio de solo el 10 % en el *pool* de COS sería equivalente a 30 años de emisiones de origen antrópico y podría afectar de forma importante la concentración de CO₂ atmosférico (Kirschbaum, 2000). Esta importante emisión de CO₂ proveniente de los suelos, además de aumentar la concentración de GEI, evidencia la pérdida de MO, aspecto clave en la degradación del recurso suelo. De esta forma, la recuperación del contenido de C de los suelos es importante para la mitigación de la concentración de GEI en la atmósfera y para el mejoramiento de la calidad edáfica (Jat *et al.*, 2012).

El ciclado del COS y el desprendimiento de GEI depende de complejas interacciones entre factores climáticos, propiedades del suelo y el uso y manejo del mismo (Bandyopadhyay & Lal, 2014). Cualquier cambio en el uso del suelo afectaría su rol como fuente o sumidero de CO₂ y otros GEI (Sainju *et al.*, 2008; Poeplau & Don, 2013). En suelos agrícolas, los cambios en las prácticas de manejo afectan el contenido de COS debido a dos aspectos fundamentales: i) alterando el aporte de C por los residuos de los cultivos y ii) modificando la liberación de C-CO₂ a la atmósfera por cambios en la tasa de descomposición de residuos y MO del suelo (Haynes, 2005). El objetivo de trabajos recientes es determinar la función del COS como sumidero de C atmosférico, para mitigar el efecto invernadero a través de la aplicación de prácticas de manejo adecuadas (Meersmans *et al.*, 2008; Mishra *et al.*, 2009; Stockmann, 2013). En este sentido, para predecir cambios futuros en el COS y en la concentración de CO₂ en la atmósfera, es de crucial importancia el entendimiento de las variables que explican la respiración heterotrófica del suelo (Moinet *et al.*, 2016; Paul, 2016), responsable de la emisión de CO₂ a partir del COS.

En suelos bajo SD en particular, la dinámica de los residuos es de gran importancia, tanto por su incidencia en la calidad de los suelos como por su posible efecto sobre las

emisiones de CO₂ (Andriulo *et al.*, 2001; Sisti *et al.*, 2004; Strudley *et al.*, 2008; Schmidt & Amioti, 2015). Gran cantidad de trabajos recomiendan la aplicación de la SD como una estrategia para revertir la degradación de los suelos agrícolas y convertirlos en sumideros de C (Paustian *et al.*, 1997; Lal *et al.*, 1999; Six *et al.*, 2004). Sin embargo, trabajos recientes cuestionan el potencial secuestro de C en suelos bajo SD, dependiente de las prácticas de manejo y uso del suelo (VandenBygaart, 2016). Es necesario un mayor conocimiento del ciclado del COS para comprender el funcionamiento del agroecosistema y tomar mejores decisiones a nivel productivo y de conservación del recurso (Stockmann *et al.*, 2013). Además, debido a la difusión de la SD, se produjo una expansión de cultivos a suelos que anteriormente no se destinaban a la producción agrícola, lo que ha aumentado el interés del estudio del ciclado de C en estos ambientes, donde existe un bajo aporte de C de los residuos de los cultivos (Berhongaray *et al.*, 2013). En agroecosistemas de regiones subhúmedas y semiáridas en particular, aun no se ha evaluado la dinámica del COS y de los residuos en manejos bajo SD, donde el comportamiento sería diferente que en zonas húmedas (Bono, 2010).

Problemática planteada

El aumento de la implementación de la SD en el SOB produjo cambios en el uso y manejo del suelo, con un aumento del cultivo de cereales de invierno. Es necesario el estudio del estado actual de los suelos bajo este manejo, dada la mayor fragilidad y menor resiliencia de los agroecosistemas de la región. En numerosos trabajos se ha establecido la presencia de limitaciones en la fertilidad física en suelos bajo SD. Sin embargo, no se han realizado estudios que evalúen el efecto a largo plazo de la SD en las condiciones particulares del SOB. Debido a la importancia de los residuos superficiales en el manejo bajo SD, es necesario mayor conocimiento del estado de cobertura del suelo logrado bajo este sistema de producción, así como su dinámica y su efecto sobre los balances de COS. Finalmente, teniendo en cuenta los resultados contrastantes encontrados en la bibliografía, para un manejo adecuado de los residuos es necesario estudiar como la cobertura del suelo puede afectar la disponibilidad de los principales nutrientes para los cultivos.

Hipótesis general

La implementación de la SD en suelos del SOB, con predominancia del cultivo de cereales de invierno, afectará la cobertura y las propiedades físicas del suelo, el

balance de COS y la disponibilidad de nutrientes para los cultivos. El efecto de la implementación de la SD sobre los factores mencionados estaría influenciado por propiedades edáficas, climáticas y de manejo, particulares de la región.

Objetivo general

El objetivo general fue investigar aspectos poco conocidos de la implementación de la SD en suelos del sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina, relacionados con la dinámica de residuos en superficie. Se propuso evaluar diferentes factores relacionados con la cobertura y presencia de residuos superficiales, propiedades físicas del suelo, ciclado del C y disponibilidad de nutrientes, en suelos bajo este sistema de producción.

Objetivos de cada capítulo

- Capítulo I: Establecer un protocolo sencillo para la determinación de la cobertura del suelo y evaluar el estado actual de cobertura en suelos con historia bajo SD del SOB.
- Capítulo II: Evaluar la fertilidad física actual de suelos del SOB con historia bajo SD, a partir de la comparación con suelos de ambientes cuasi prístinos.
- Capítulo III: Analizar los factores que afectan la dinámica del COS en diferentes suelos bajo SD de la región y estimar balances de C para el cultivo de trigo.
- Capítulo IV: Evaluar el efecto de la cobertura del suelo sobre la actividad microbiana y la disponibilidad de nutrientes en suelos bajo SD del SOB.

Capítulo I

COBERTURA EN SUELOS BAJO SIEMBRA DIRECTA DEL SUDOESTE BONAERENSE*

* Publicado como trabajo en la revista Ciencia del Suelo 33 (2), 2015, pp. 273-281.

Introducción

El manejo bajo SD se asocia generalmente con altos niveles de residuos de cultivos en la superficie del suelo, lo que tiene efectos positivos sobre la fertilidad física y química y la biología del suelo (Abril *et al.*, 2005, Mulumba & Lal, 2008). En zonas subhúmedas y semiáridas en particular, debido a la presencia de residuos en superficie, la SD tiene las ventajas de reducir el riesgo de erosión y mejorar propiedades físicas y químicas de los suelos (Wilhem *et al.*, 1986, Lal, 2000, Quiroga *et al.*, 2005, Wilhelm *et al.*, 2007, Blanco-Canqui & Lal, 2009). Por lo contrario, suelos sin cobertura son propensos al desprendimiento de partículas, sellado de la superficie, formación de costras y compactación (Blanco-Canqui & Lal, 2009). Según Govaerts *et al.* (2006) y Baudron *et al.* (2012) en sistemas bajo SD es esencial la presencia de residuos en superficie ya que SD sin cobertura puede tener un efecto aún más negativo en la calidad del suelo a largo plazo que la labranza convencional, por la compactación excesiva y la reducción de la infiltración. Del mismo modo, Lal *et al.* (2007) y Derpsch *et al.* (2014) establecieron que la efectividad de la aplicación de la SD depende del tipo y cantidad de residuos que formarán el *mulch* o cobertura del suelo.

La cobertura del suelo es uno de los principios de la agricultura de conservación (AC) (FAO, 2012). Bajo este nombre se denomina al manejo del suelo destinado a sostener altos rendimientos de los cultivos con las mínimas consecuencias negativas sobre los recursos agua, suelo y ambiente (Hobbs *et al.*, 2008). Fuentes *et al.* (2009) establecieron que en sistemas agrícolas de conservación, independientemente del sistema de labranza utilizado, es necesaria la cobertura del suelo para asegurar el mantenimiento de su calidad. Según la FAO una cobertura de suelo inferior a 30% no se considera como AC. Lal (2003) coincide con este valor y estableció que cualquier método de labranza que deje suficientes residuos de cultivos para cubrir al menos el 30% de la superficie del suelo después de la siembra, puede ser considerado AC. Asimismo, según Scopel *et al.* (1998) 30% de cobertura del suelo sería el límite que permite una importante reducción de la pérdida de agua por escorrentía.

A pesar del papel fundamental que cumple la cobertura del suelo en el mantenimiento de la calidad edáfica, son escasos los trabajos que determinan la presencia de residuos en superficie, probablemente debido a la dificultad para el muestreo y cuantificación de la cobertura. La importancia de determinar la cobertura del suelo radica en que la mayoría de las ventajas de los residuos en superficie (inhibición de

malezas, control de la erosión y disminución de la evaporación) dependen del grado de cobertura del suelo (Naudin *et al.*, 2011). Según Mulumba & Lal (2008) existe un umbral de cobertura por rastrojos por encima del cual el efecto sobre las propiedades del suelo no es significativo. Este nivel crítico de cobertura debe ser establecido en cada sitio específico, según tipo de suelo y condiciones del medio ambiente. Debido a la falta de un protocolo sencillo para realizar las mediciones de cobertura, es necesario el desarrollo de una metodología práctica para el muestreo de residuos en superficie y la determinación de la cobertura del suelo. Además, en ambientes semiáridos y subhúmedos, como el sudoeste de la provincia de Buenos Aires – Argentina – (SOB), donde la variabilidad de las precipitaciones puede modificar tanto el aporte de residuos como su descomposición durante el barbecho, es importante conocer el nivel de cobertura de los suelos logrado bajo SD. En el presente capítulo se determinó la presencia de residuos en superficie en más de ciento veinte lotes de producción bajo SD en el SOB, para determinar cuál era la cantidad de residuos, la cobertura del suelo y la relación entre ambos parámetros. La hipótesis de trabajo fue que en suelos del SOB bajo SD la cobertura del suelo no es la adecuada, debido a la manera que se implementó la SD en la región, con bajos aportes de materia seca por los cultivos y la ausencia de rotaciones. Los objetivos particulares de este capítulo fueron: i) establecer un protocolo sencillo para determinar presencia de residuos en superficie y cobertura del suelo; ii) evaluar la presencia de residuos en superficie y cobertura en suelos bajo SD del SOB; iii) analizar la relación entre cantidad de residuos en superficie y cobertura del suelo, para los cultivos predominantes del SOB.

Materiales y métodos

El estudio se llevó a cabo durante los años 2011, 2012 y 2013 en Haplustoles y Argiustoles (INTA, 1989) bajo SD en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 1). La zona de muestreo comprendió los partidos de Coronel Dorrego, Coronel Pringles, Tornquist y Saavedra, dentro de la zona subhúmeda-semiárida del SOB. Los sitios seleccionados pertenecían a productores de la regional Bahía Blanca de la Asociación Argentina de productores en Siembra Directa (AAPRESID) destinados a la siembra de trigo (*Triticum aestivum* L.) o cebada (*Hordeum vulgare* L.). El muestreo se realizó durante los meses de mayo, junio y julio, correspondientes con la fecha de siembra de ambos cultivos en la región. Además, se incluyeron mediciones en parcelas con diferentes cantidades de cobertura pertenecientes a ensayos llevados a cabo durante los años 2012 y 2013. En total se

muestrearon 123 lotes de productores y 18 parcelas de ensayos con diferentes coberturas.

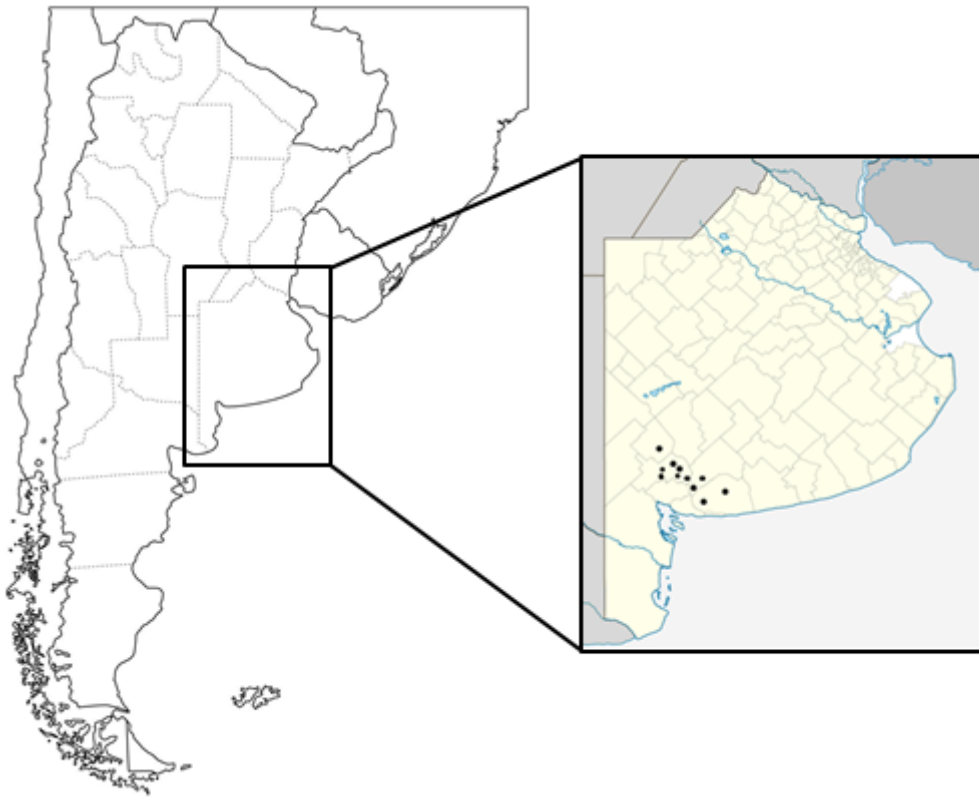


Figura 1. Ubicación de los establecimientos donde se realizaron las mediciones de presencia de residuos en superficie y cobertura del suelo durante los años 2011, 2012 y 2013.

Metodología para el muestreo de residuos en superficie y determinación de cobertura del suelo

Para el muestreo de la cobertura se utilizó un marco de $0,25 \text{ m}^2$ ($0,5\text{m} \times 0,5\text{m}$) realizado con hierro perfil L, de 1,5 cm de ala. Dicho diseño permite sostener el marco mientras se cortan y recolectan los residuos. El corte de los residuos por el borde interno del marco se realizó con un cuchillo de hoja fina. En cada sitio se procedió a tomar una muestra de residuos en superficie. Previo a juntar la cobertura se obtuvo una fotografía del marco conteniendo los rastrojos, a una altura de 1,2 m, perpendicular a la superficie del suelo. La fotografía se obtuvo con una cámara digital de 10 megapíxeles, con *flash* para aumentar el contraste entre los residuos y el suelo. Al momento de la fotografía se colocó al costado del marco una pizarra de melamina de $0,2\text{m} \times 0,3\text{m}$ donde se colocaron los datos del muestreo (año, cultivo antecesor,

establecimiento y número de lote) con fibrón de tinta al agua. Luego de fotografiar la muestra se juntaron todos los residuos contenidos en el marco. La muestra se secó en estufa a 60°C hasta peso constante y se pesó la materia seca (MS) para determinar la cantidad de residuos contenidos en el marco de muestreo. Como se observó que los rastros recolectados contenían diferentes cantidades de suelo adherido, se procedió a estandarizar los valores mediante el siguiente procedimiento.

Las muestras se molieron a un tamaño menor de 2 mm con un molino de cuchillas. Se realizó la determinación de materia orgánica (MO) por un método similar al establecido por Davies (1974) para la determinación de MO en suelos. Se colocaron aproximadamente 5 g de muestra en crisoles de porcelana y se calcinaron en mufla a 430°C durante 4 h. Por diferencia de peso se calculó el contenido de materia orgánica libre de cenizas de la muestra (Ecuación 1).

Ecuación 1:
$$MO = \frac{PS - PC}{PS - P_{\text{crisol}}} * 100$$

Donde: MO: materia orgánica en la muestra (%).
 PS: peso de la muestra seca a 105°C y el crisol (g).
 PC: peso de la muestra calcinada y el crisol (g).
 P crisol: peso del crisol (g).

Con el procedimiento anterior también se determinó el contenido de minerales en el material vegetal de los cultivos evaluados como antecesores en el estudio (trigo, cebada, soja (*Glycine max* Merr. L.) y girasol (*Helianthus annuus* L.)), sin presencia de partículas de suelo, para no contabilizarlos como minerales del suelo cuando se determina cenizas a la muestra recolectada (Ecuación 2).

Ecuación 2:
$$\text{Minerales} = 100 - MO$$

Donde: Minerales: contenido de minerales del tejido vegetal (%) y MO: materia orgánica del tejido vegetal (%), determinada con la Ecuación 1.

Conociendo el contenido de minerales de los rastros de los diferentes cultivos se corrigió el valor de cobertura, descontando el peso correspondiente a las partículas de suelo (Ecuación 3).

Ecuación 3:
$$\text{Rastrojo (kg ha}^{-1}\text{)} = \frac{\text{Residuos} * MO}{100 - \text{Minerales}} * 40000$$

Donde: Residuos: Total de residuos recolectados en el marco de muestreo (kg); MO: contenido de materia orgánica de los residuos recolectados (%), calculado con la Ecuación 1 y Minerales: Contenido de minerales del tejido vegetal del rastrojo del cultivo antecesor (%), calculado con la Ecuación 2.

Los resultados se expresaron como materia orgánica libre de partículas de suelo, en kg ha^{-1} . El procesamiento de las fotografías para determinar el porcentaje de cobertura del suelo se realizó mediante el programa CobCal v2.1 de utilización libre. Con el mismo se determinó el porcentaje de suelo cubierto por residuos, dentro del marco, al momento del muestreo.

Análisis estadístico

Se realizó la estadística descriptiva para las variables cantidad de residuos (kg ha^{-1}) y cobertura (%) para todos los lotes y separados según cultivo antecesor. Para analizar la relación entre cantidad de residuos en superficie y cobertura del suelo se realizaron regresiones lineales simples. En los gráficos de dispersión se estableció la línea límite (Sumner, 1987), debido a la importancia de la evaluación de casos extremos en datos obtenidos en ensayos o muestreos a campo. Además se determinaron niveles críticos de residuos en superficie y se separaron los niveles de cobertura en dos subgrupos, con una metodología análoga a la utilizada por Cate & Nelson (1971). Este método resultó adecuado para el establecimiento de niveles críticos debido a la falta de normalidad de los datos de cobertura del suelo. Para cada subgrupo obtenido se ajustó una regresión lineal simple para la evaluación de la tasa de cobertura del suelo con el aumento de los residuos en superficie. Para todos los análisis estadísticos se utilizó el software estadístico Infostat (Di Rienzo *et al.*, 2013).

Resultados y Discusión

De los 123 lotes muestreados, durante los tres años, la mayor parte (78%) poseía rastrojos de cultivos invernales (trigo o cebada) y solo una pequeña fracción (22%) correspondían a rastrojos de cultivos de verano (Figura 2). La presencia dominante de antecesor trigo o cebada demuestra la predominancia de cultivos de invierno, lo que concuerda con la alta implementación de monocultivos de cereales bajo SD en la región semiárida-subhúmeda del SOB. Derpsch *et al.* (2014) ya han establecido que

rotaciones inadecuadas o el monocultivo bajo SD sería inconsistente con la agricultura de conservación.

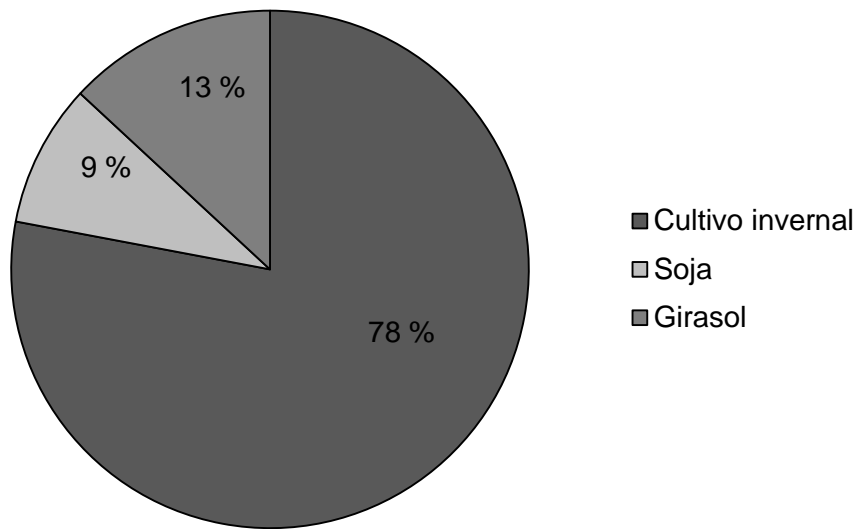


Figura 2. Proporción de antecesores al cultivo de trigo o cebada ($n=123$).

Se observó una gran variabilidad en la cantidad de rastrojos, encontrándose valores de 0 a 9614 kg ha⁻¹ al momento de la siembra del cereal de invierno, siendo la cobertura promedio de 34,9% con 2413 kg ha⁻¹ de residuos en superficie (Tabla 1). Estos valores de residuos en superficie concuerdan con Quiroga *et al.* (2005) quienes observaron entre 600 y 5400 kg ha⁻¹ de residuos en Hapludoles y Haplustoles del noreste de La Pampa y oeste de Buenos Aires. Estas importantes variaciones en la cobertura del suelo podrían explicar los diferentes resultados hallados frente a la implementación de la SD, ya que muchas veces los resultados contrastantes se deben a diferencias en la presencia de residuos en superficie y no solo a la ausencia de labranza (Franzluebbers, 2010).

Dada la variabilidad en la cantidad de residuos y cobertura del suelo entre cultivos invernales y estivales, se procedió a clasificar las muestras según antecesor. Se obtuvieron dos subgrupos de muestras:

cultivos invernales como antecesores (CI) y

cultivos estivales como antecesores (CE), soja o girasol.

Dentro del grupo CI los lotes poseían rastrojos de trigo o cebada mayormente, aunque dentro de este grupo, se encontraron dos lotes con cultivo de arveja (*Pisum sativum* L.) como antecesor.

Tabla 1. Estadística descriptiva de cantidad de residuos en superficie y cobertura del suelo en lotes bajo SD del sudoeste bonaerense (Argentina): rastros de cultivos invernales (CI) y cultivos estivales (CE), durante los años 2011, 2012 y 2013.

Antecesor	Parámetro	<i>n</i>	Media	CV (%)	Mín	Máx	Mediana
Todos	Residuos (kg ha ⁻¹)	123	2413	66,2	0	9614	2383
	Cobertura (%)		34,9	74,5	0,0	95,9	27,5
CI	Residuos (kg ha ⁻¹)	96	2524	66,6	0	9614	2447
	Cobertura (%)		35,8	72,3	0,0	95,9	29,8
CE	Residuos (kg ha ⁻¹)	27	2005	57,8	190	4521	2210
	Cobertura (%)		31,5	82,7	4,3	90,5	19,6

CV: Coeficiente de variación.

Duval *et al.* (2013) ya han informado los bajos aportes de residuos por los cultivos de cosecha en la zona semiárida pampeana, debido a la baja producción de biomasa, lo que resulta en un efecto negativo sobre la MO del suelo. Del mismo modo, Álvarez *et al.* (2008) ya han establecido una escasa acumulación de residuos en suelos de la región pampeana central bajo SD. En México, Scopel *et al.* (2004) observaron incrementos del rendimiento de maíz (*Zea mays* L.) con valores de residuos en superficie de 1000 kg ha⁻¹, bajo clima semiárido tropical. En el presente estudio el 89% de los lotes muestreados superó esa cantidad de cobertura. Sin embargo, si bien el promedio de cobertura fue superior al límite establecido por la FAO para que sea considerado como agricultura de conservación, cabe destacar que el 53,6% de los lotes no llegaba al 30% de cobertura del suelo (Figura 3).

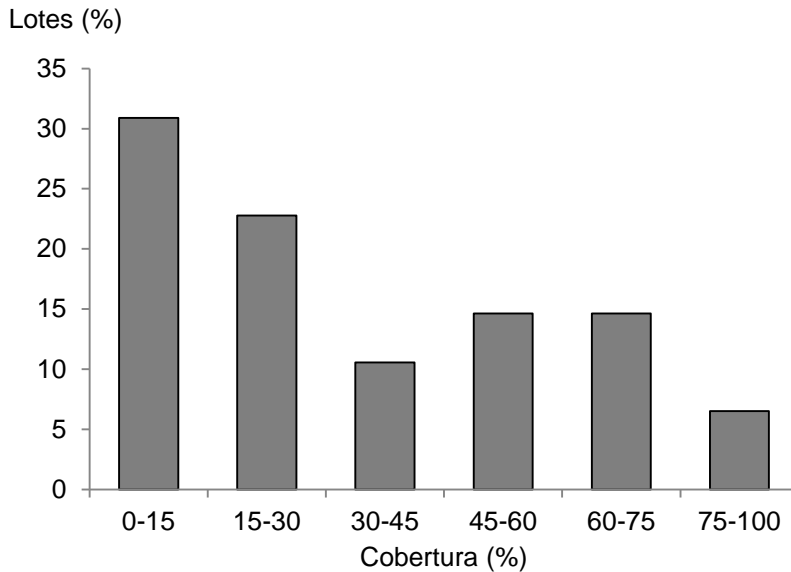


Figura 3. Distribución de lotes según rangos de porcentaje de cobertura del suelo ($n=123$).

Se observó una tendencia a una mayor cantidad de residuos y cobertura en superficie en lotes con cultivo invernal como antecesor, aunque se observa una gran variabilidad de los datos. Mientras que el trigo y cebada dejaron en promedio 2577 kg ha^{-1} de rastrojos con 36,6 % de cobertura a la siembra del cultivo posterior, los cultivos estivales dejaron unos 2000 kg ha^{-1} de residuos con una cobertura de la superficie de 31,5 %. Cabe destacar los valores de 0% de cobertura del suelo correspondientes al cultivo de arveja como antecesor. Si bien dicho cultivo es de baja frecuencia en la zona, posee un bajo aporte de residuos y de alta calidad (baja relación C:N) por lo que su rápida descomposición deja el suelo descubierto durante gran parte del barbecho de verano, hasta la siembra del cultivo invernal siguiente. En cuanto a los antecesores CE, el 63% de los lotes poseía menos de 30% de cobertura de la superficie del suelo al momento de la siembra del cultivo invernal. Esta baja cobertura del suelo demostró el bajo aporte de rastrojos y/o la rápida descomposición, no permitiendo cumplir en la mayoría de los casos con el límite crítico de cobertura establecido por la bibliografía. Cuando se estableció la relación entre la cantidad de residuos en superficie y la cobertura del suelo con todos los lotes en conjunto, se obtuvo una relación muy baja ($R^2= 0,40$). Esa baja explicación de la variación de la cobertura por la presencia de residuos en superficie probablemente se deba a la variabilidad de materiales analizados, los que tienen relaciones cantidad:cobertura muy variables y a la variación en su disposición. Debido a la heterogeneidad de rastrojos evaluados se procedió a establecer la relación entre cantidad de residuos en superficie y cobertura del suelo

según el tipo de antecesor: cultivo de invierno como antecesor (CI, $n= 96$) y cultivo de verano como antecesor (CE, $n= 27$).

En la Figura 4 se observa la relación entre cantidad de residuos y cobertura del suelo para los rastrojos de CI, utilizando lotes de productores y parcelas de ensayos con diferentes cantidades de cobertura. La línea de tendencia de segundo grado ajustada ($p<0,01$) explica el 72% de la variabilidad de la cobertura a partir de la cantidad de residuos en superficie, para valores de residuos entre 0 y 10220 kg ha⁻¹. Según la ecuación encontrada para lograr un 30% de cobertura con cultivos invernales se necesitarían unos 2000 kg ha⁻¹ de rastrojos de trigo o cebada en superficie. No obstante, cabe destacar la gran dispersión de los datos, probablemente debido a la disposición de los residuos en superficie, ya que ejerce una gran influencia en el porcentaje de suelo cubierto.

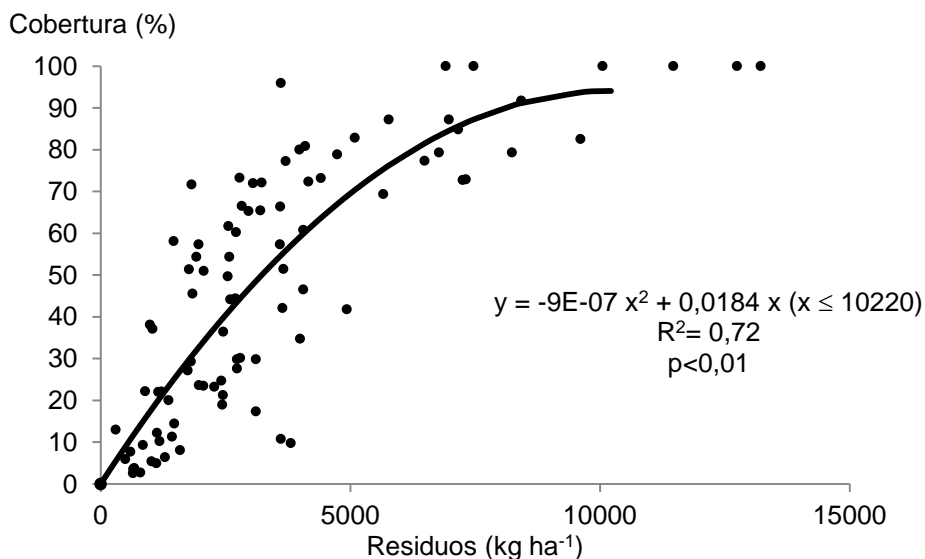


Figura 4. Relación entre residuos en superficie y cobertura del suelo en sitios con antecesor cultivo de invierno ($n=96$).

Los resultados obtenidos al relacionar los residuos con el porcentaje de cobertura del suelo coinciden con Scopel *et al.* (1998), quienes también observaron un 100% de cobertura del suelo con cerca de 10000 kg ha⁻¹ de residuos de maíz. Sin embargo, la línea límite propuesta por Sumner (1987) para la evaluación de datos extremos permite observar dos lotes donde con cantidades inferiores de rastrojos se logró una gran cobertura del suelo (Figura 6). Dichos valores corresponden a lotes donde con 3615 y 6900 kg ha⁻¹ se logró 95 y 100% de cobertura, respectivamente. Ambos casos correspondieron con rastrojos de trigo que se encontraban en su mayoría con una

disposición horizontal, por lo que se logró gran cobertura del suelo, con cantidades de residuos muy inferiores a las establecidas por la curva de ajuste.

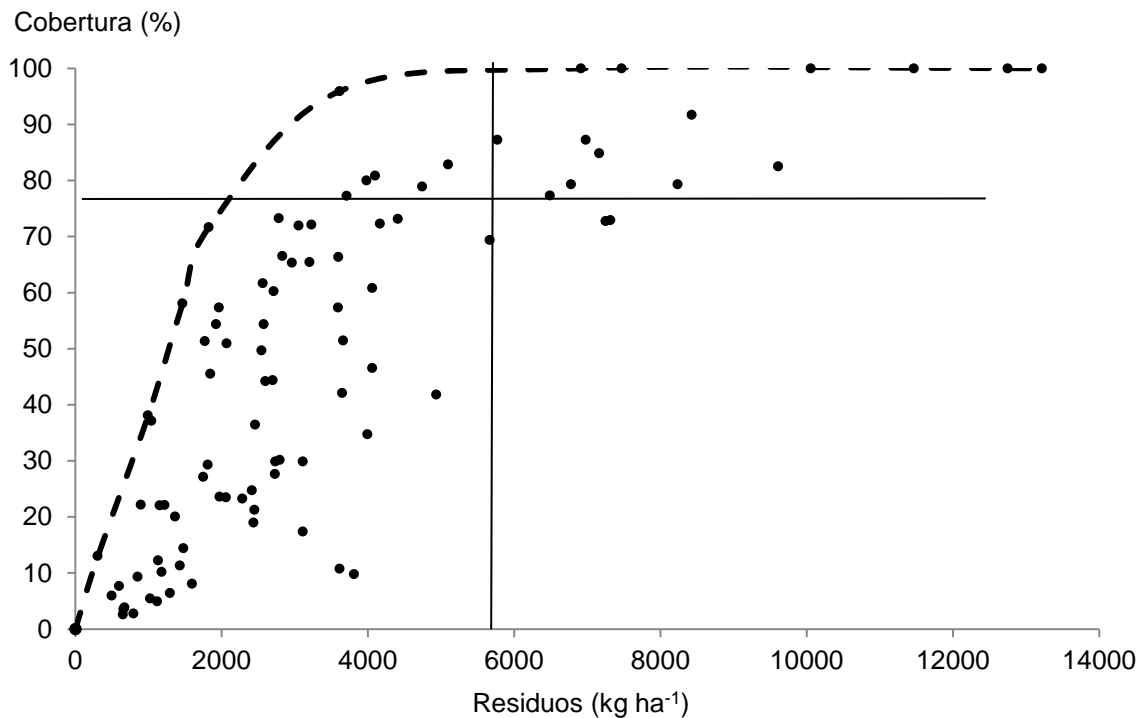


Figura 5. Relación entre residuos en superficie y cobertura del suelo en lotes con cultivo invernal como antecesor: línea límite (línea punteada) y límites críticos (líneas continuas).

El límite crítico determinado por una metodología similar a la establecida por Cate y Nelson (1971) resultó ser de 5668 kg ha^{-1} de residuos en superficie y una cobertura del 78 % del suelo. Este nivel de residuos en superficie permitió separar dos subgrupos dentro de CI como antecesor, uno de baja cantidad y otro de alta cantidad. Dentro del subgrupo de baja cantidad de residuos en superficie se logra una relación lineal ($p < 0,01$) entre cantidad de residuos y cobertura, donde la cantidad de rastrojos explica el 54% de la variabilidad de la cobertura del suelo. En este subgrupo, por cada 100 kg ha^{-1} de aumento de los residuos en superficie la cobertura del suelo se incrementa 1,6%. Para niveles de residuos por encima del nivel crítico también se observa una relación lineal entre residuos y cobertura del suelo ($p < 0,01$), explicando la cantidad de rastrojos solo el 39% de la variabilidad de la cobertura. Dentro de este grupo, por cada 100 kg de residuos la cobertura del suelo se incrementó un 0,3%.

La relación entre presencia de residuos y cobertura para cultivos estivales resultó significativa pero con muy baja explicación ($R^2 = 0,27$) (Figura 6). La dispersión de los

datos se debería a la variabilidad de la relación peso:cobertura que poseen tanto los rastrojos de girasol como de soja y a la presencia de arvenses en ambos cultivos antecesores. En este caso se observaron situaciones donde con baja presencia de residuos en superficie (entre 900 y 2500 kg ha⁻¹), se logró una elevada cobertura del suelo (entre 50 y 90%). Analizando las imágenes con las que se determinó cobertura del suelo, se observó que estos datos coincidían con situaciones donde el cultivo de girasol se encontraba con gran presencia de arvenses. En estos casos de baja cantidad de residuos la cobertura del suelo se debía a la cobertura por especies de vegetación espontánea, seca en el momento del muestreo y no a la cobertura por el cultivo antecesor. Estos datos demuestran la importancia de la cobertura del suelo por arvenses en lotes con cultivo de girasol, donde la presencia de residuos en superficie luego de la cosecha es muy baja.

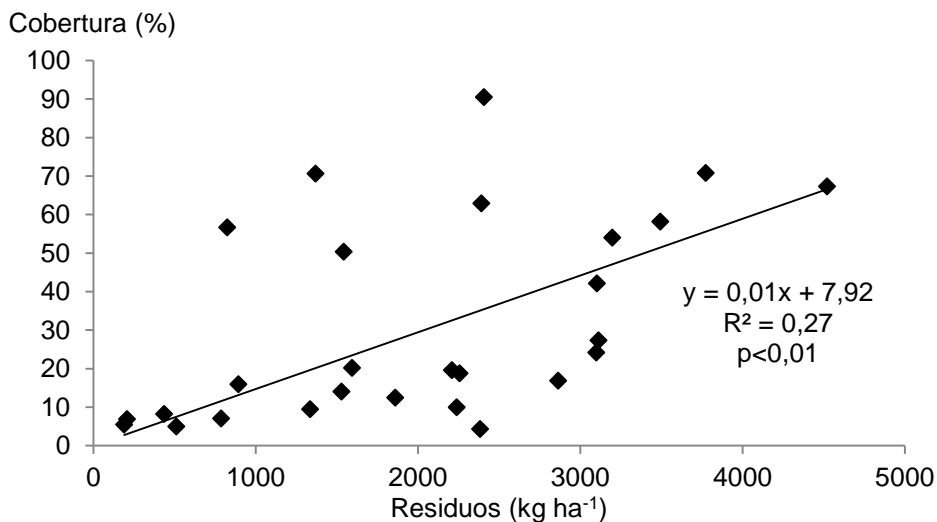


Figura 6. Relación entre residuos en superficie y cobertura del suelo en sitios con antecesor cultivo de verano (soja o girasol) ($n=27$).

Si no se consideran los datos influenciados por la presencia de arvenses la regresión obtenida es:

$$\text{Ecuación 4} \quad \text{Cobertura (\%)} = 0,012 \text{ Residuos (kg ha}^{-1}\text{)} \quad R^2 = 0,66 \text{ (} p < 0,01 \text{)}$$

Según esta nueva ecuación por cada 100 kg de cobertura en superficie con residuos de soja o girasol la cobertura del suelo aumenta un 1,2%. A diferencia de los residuos de trigo o cebada, en el caso de rastrojos de cultivos de verano se necesitarían 2500 kg ha⁻¹ de residuos en superficie para lograr el 30% de cobertura. La dificultad para lograr dicho porcentaje de cobertura con cultivos estivales se debería a menores aportes de rastrojos de los cultivos de girasol y soja en la zona subhúmeda-semiárida pampeana, debido a los bajos rendimientos y baja producción de MS en la zona y a

una mayor velocidad de descomposición de estos residuos. En el caso de antecesores estivales, es destacable el aporte a la cobertura del suelo por la vegetación espontánea, que actuaría como protectora del suelo frente a la baja cobertura por residuos.

Conclusiones

Más de la mitad (53,6%) de lotes bajo SD en la región subhúmeda-semiárida del sudoeste bonaerense presentarían una cobertura del suelo menor a la establecida por la bibliografía como necesaria para considerarla agricultura de conservación, la que le proporcionaría una adecuada protección contra la erosión. Aproximadamente la mitad de los lotes con cultivos invernales como antecesor tendrían una adecuada cobertura, mientras que la mayoría de los cultivos estivales no lograrían el 30 % de cobertura. En estos últimos sería de gran importancia la cobertura del suelo por vegetación espontánea.

Los datos analizados demuestran la dificultad en la región para la producción de materia seca y su permanencia como cobertura del suelo, aún en manejos con agricultura continua bajo SD. Sería importante el aumento de los residuos en superficie, ya que debido a la escasez de cobertura la mayoría de los suelos bajo SD del SOB no podrían ser considerados como agricultura de conservación. En este sentido sería muy importante una adecuación de las rotaciones para lograr y mantener una adecuada cobertura del suelo. La inclusión de cultivos o variedades que aporten mayor cantidad de residuos también podría ser una herramienta para el mantenimiento de una cobertura del suelo adecuada.

Las importantes variaciones observadas en la cobertura del suelo podrían provocar diferentes resultados frente a la implementación de la SD. En estudios que evalúen el efecto de la SD sobre propiedades edáficas sería necesario especificar el estado de cobertura del suelo. Como se observó en el presente capítulo, la misma práctica en diferentes situaciones podría generar diferentes grados de cobertura del suelo, lo que provocaría variaciones en el efecto de la SD. Asimismo, dada la variabilidad de cobertura lograda con la misma cantidad de residuos sería importante también especificar la cantidad de residuos en superficie. A partir de la metodología desarrollada se podría facilitar la medición de residuos en superficie y cobertura del suelo.

Capítulo II

POROSIDAD DE SUELOS BAJO SIEMBRA DIRECTA EN EL SUDOESTE BONAERENSE*

*Publicado como trabajo en la revista Ciencia del Suelo 34 (2), 2016, pp. 173-184.

Introducción

En la producción agropecuaria, la adecuada fertilidad física de los suelos es indispensable para lograr un buen rendimiento de los cultivos con el menor efecto sobre el ambiente (Topp *et al.*, 1997). Uno de los principales problemas físicos que enfrenta la agricultura moderna es la compactación del suelo (Hamza & Anderson, 2005), ya sea por su influencia en el crecimiento de las plantas o a través del aumento de la erosión (Kirby, 2007). La compactación se define como el reordenamiento de las partículas del suelo asociado a una disminución en el espacio poroso y el aumento de la densidad aparente y la resistencia a la penetración (Soil Science Society of America, 2008). La mala estructura resultante impide el crecimiento de las raíces y por lo tanto, limita la cantidad de suelo explorado debido a la baja porosidad (Rosolem *et al.*, 2002). Además, al reducir el volumen de los poros grandes en el suelo, la compactación se asocia con la reducción de la conductividad hidráulica y permeabilidad al aire y agua, alterando así la dinámica del agua y nutrientes (Soane *et al.*, 1981; Gupta & Allmaras, 1987; Lal, 1994). En nuestro país, la agriculturización y el uso de labranzas agresivas han tenido un fuerte impacto sobre el suelo, dando como resultado el deterioro de su calidad física (Álvarez *et al.*, 2009; Viglizzo & Jobbágy, 2010). A partir de la expansión de la siembra directa (SD) en el sudoeste bonaerense (SOB), es necesaria la evaluación del estado físico de suelos bajo esta práctica, dada la mayor fragilidad y menor resiliencia de los agroecosistemas de esta región (Schmidt & Amiotti, 2015).

La compactación subsuperficial en particular, es una forma importante de degradación física del suelo en producciones agrícolas a nivel mundial (Van Ouwerkerk & Soane, 1994; Van Den Akker & Canarache, 2001; Wiebe, 2003). Además, es un problema persistente, costoso, difícil de solucionar (Lipiec *et al.*, 2003; Jones *et al.*, 2003; Kirby, 2007) y al no manifestarse en superficie, se dificulta su localización y cuantificación (Hamza & Anderson, 2005). Otra complicación es que sus efectos se desarrollan gradualmente y por lo tanto los productores tardan en reconocer su importancia (McCormack, 1987). Esta dificultad para observar la degradación estructural del suelo conduce a problemas específicos, tales como bajos rendimientos de los cultivos o baja eficiencia de utilización del agua, que en muchos casos son atribuidos a otras causas (Hamza & Anderson, 2005). La compactación subsuperficial debido a la labranza (“*piso de arado*”) en el SOB bonaerense ya ha sido documentada como consecuencia de la labranza convencional continua (Senigagliesi & Ferrari, 1993; Krüger, 1996; Silenzi, 1998).

La aplicación de la SD podría tener diferentes consecuencias sobre la calidad física de los suelos. Cuando los suelos se convierten a SD sería esperable una pérdida de macroporos debido a la compactación inducida por el tránsito de la maquinaria y la ausencia de labranzas (Kay & VandenBygaart, 2002). Sin embargo, esta compactación podría ser compensada por la creación progresiva de macroporos por raíces y actividad de la fauna con el tiempo, ya que los macroporos orientados verticalmente son más persistentes frente al tráfico de la maquinaria (Blackwell *et al.*, 1990). Varios estudios han evaluado la implementación de la SD en diversos ambientes y la misma no siempre ha representado una mejora en la calidad física de suelos degradados (Taboada *et al.*, 1998; Micucci & Taboada, 2006; Sasal *et al.*, 2006; Strudley *et al.*, 2008; Álvarez *et al.*, 2009; Schmidt & Amiotti, 2015). Sin embargo, varios autores coinciden en que se debería evaluar el impacto de la SD en cada caso particular, debido a la influencia de diversos factores como la secuencia de cultivos, el tipo de suelo, las propiedades del subsuelo y el manejo efectuado.

La cuantificación de los diversos tamaños de poros es adecuada para la determinación de la fertilidad física de suelos bajo SD (Sasal & Andriulo, 2003). Sin embargo, para la correcta evaluación de las propiedades físicas del suelo es importante tomar como referencia valores de suelos de ambientes naturales, ya que el comportamiento de cada tipo de suelo frente a la compactación suele ser dependiente de sus constituyentes (Hamza & Anderson, 2005). Asimismo, para la evaluación de una práctica sobre propiedades físicas del suelo, se recomienda relacionarla con atributos específicos del suelo, como la textura, dado que suelos de texturas distintas responden diferente frente a un disturbio (Bredja *et al.*, 2001; Strudley *et al.*, 2008). De esta manera, los rangos óptimos y los límites críticos de los indicadores deben ser específicos para cada suelo en cuestión (Reynolds *et al.*, 2008).

Existen numerosos trabajos que evalúan el efecto de la SD sobre propiedades físicas del suelo en Molisoles de régimen údico (Ferrerías *et al.*, 2000; Chagas *et al.*, 2004; Ferrerías *et al.*, 2007) pero aún no se ha evaluado el efecto de la SD en Ustoles del SOB. Recientemente Schmidt & Amiotti (2015) establecieron la necesidad e importancia de generar mayor información, si se pretende optimizar el uso de esta herramienta tecnológica en la región. Esta información permitirá evaluar los efectos a largo plazo de este sistema de siembra sobre parámetros físicos que pueden afectar tanto la productividad como la sostenibilidad de los agroecosistemas (Abril *et al.*, 2005; Galantini & Rosell, 2006). En el presente capítulo se evaluó la fertilidad física en lotes con historia bajo SD y en suelos de ambientes cuasi prístinos y se establecieron

relaciones con otras propiedades edáficas, cómo las diferentes fracciones granulométricas del suelo. Las hipótesis fueron: i) la calidad física de suelos del SOB estaría influenciada por la distribución de las fracciones granulométricas y ii) los suelos bajo SD tendrían una adecuada fertilidad física debido a la no remoción del suelo. Se plantearon tres objetivos específicos: i) determinar la distribución por tamaño de poro en suelos de diferentes texturas de ambientes naturales y en lotes con más de 12 años bajo SD en el SOB; ii) evaluar el estado físico actual de suelos bajo SD, utilizando como referencia suelos de ambientes naturales de la región; iii) estudiar la relación entre diferentes parámetros físicos en suelos del SOB bajo dos manejos contrastantes.

Materiales y Métodos

Características climáticas y edáficas

El estudio se llevó a cabo en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina (SOB). El muestreo se realizó sobre diversos molisoles de régimen Ústico (Ustoles) (Soil Survey Staff – USDA, 2014), pertenecientes a los partidos de Bahía Blanca, Coronel Dorrego, Coronel Pringles y Tornquist (INTA-CIRN, 1989) (Figura 7). Los suelos estudiados son de origen eólico, formados por deposición de loess y el comportamiento mecánico de estos suelos está determinado por la alta proporción de arena y limo en todo el perfil (Quiroga *et al.*, 2008). El clima regional es subhúmedo seco, con una marcada estacionalidad de las precipitaciones en otoño y primavera y una temperatura media anual de 14,5°C. Los cultivos predominantes de la región son trigo (*Triticum aestivum* L.) y cebada (*Hordeum vulgare* L.), en orden de importancia, respectivamente.

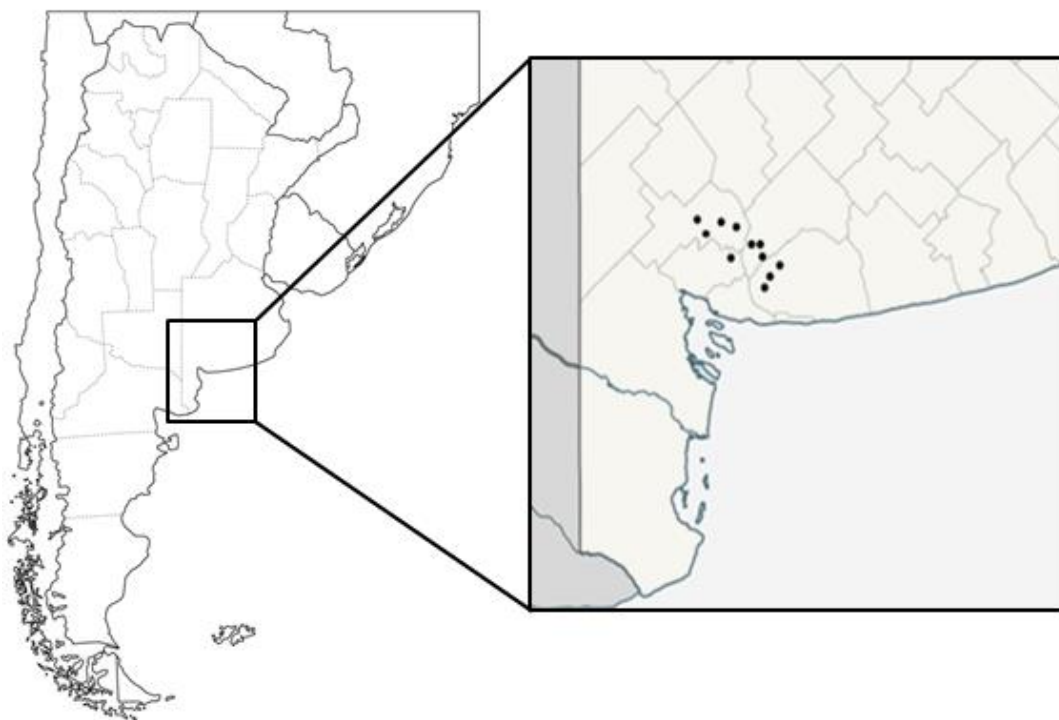


Figura 7. Ubicación de los sitios evaluados en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires (Argentina).

Tratamientos y toma de muestras

Durante los años 2012 y 2013 se seleccionaron y muestrearon 17 lotes con más de 12 años en SD continua (“lotes agrícolas”, AG), pertenecientes a establecimientos de la regional Bahía Blanca de la Asociación Argentina de Productores en Siembra Directa (AAPRESID). Adicionalmente, se muestrearon 10 situaciones de referencia, no disturbadas o cuasi-prístinas (“ambiente natural”, AN), cercanas a los sitios agrícolas. Estas situaciones se encontraban con la vegetación nativa de la zona, determinada como estepa graminosa, con gran presencia de especies del género *Stipa*.

La evaluación de las propiedades físicas se realizó sobre muestras de suelo de 0-20 cm. Dicha profundidad se seleccionó por tres motivos: i) los suelos evaluados clasifican como Molisoles debido a que reúnen las características de un epipedón mólico en los primeros 18 cm (Soil Survey Staff – USDA, 2014); ii) el mayor efecto de las prácticas de manejo o usos del suelo sobre la calidad física se produce en los primeros centímetros del perfil (Carter, 1990; Drewry & Paton, 2005; Drewry, 2006; Reynolds *et al.*, 2008) y iii) en ambientes de pastizales naturales y bajo cultivo de cereales cerca del 80% de las raíces se encuentran en los primeros 20 cm del perfil

(Jackson *et al.*, 1996; Kögel-Knabner, 2002). En cada situación se tomaron aleatoriamente tres muestras de suelo sin disturbar mediante cilindros de acero de 5 cm de alto y 4,5 cm de diámetro, a 0-5, 5-10, 10-15 y 15-20 cm de profundidad. Además, en cada punto de muestreo se tomó una muestra compuesta (10 submuestras), mediante barreno, a 0-20 cm de profundidad, mezcladas y homogeneizadas, para la determinación de las diferentes fracciones granulométricas en cada situación.

Propiedades físicas

El análisis de textura se realizó por el método de la pipeta (Gee & Bauder, 1986) y se determinó la proporción de diferentes tamaños de partículas. En cuanto a la evaluación del espacio poroso del suelo se determinó la densidad aparente (DA) por el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986) y se estimó el diámetro efectivo de poros capaces de retener agua a una determinada presión a partir de la curva de retención hídrica (Hassink *et al.*, 1993; Klute, 1986). La porosidad total (PT) se determinó por el contenido volumétrico de agua a saturación. Los tamaños de poros se analizaron en base a la clasificación propuesta por Kay & VandenBygaart (2002) (Tabla 2).

Tabla 2. Clasificación de tamaño de poros propuesta por Kay & VandenBygaart (2002).

Clasificación	DMP (μm)	Tensión (kPa)
Macroporos (MP)	>30	<10,13
Macroporos grandes (MPg)	>60	<5,06
Macroporos pequeños (MPp)	60-30	5,06 – 10,13
Mesoporos (mP)	30-0,2	10,13 – 1519,88
mesoporos grandes (mPg)	30-9	10,13 – 33,44
mesoporos pequeños (mPp)	9-0,2	33,44 – 1519,88
Microporos (μP)	<0,2	>1519,88

DMP: diámetro medio ponderado.

Los poros con diámetro >30 μm se denominan macroporos (MP). El agua fluye principalmente a través de estos poros durante la infiltración y drenaje y en consecuencia estos poros ejercen un control importante sobre la aireación del suelo. Además, gran parte del crecimiento de la raíz se inicia en estos poros. Poros de un diámetro equivalente >60 μm son clasificados como macroporos grandes (MPg) o

poros de transmisión (Hamblin, 1985). Los poros con un diámetro equivalente de 0,2-30 μm se conocen como mesoporos (mP) y son particularmente importantes para el almacenamiento de agua utilizable por las plantas. Los microporos (μP) tienen un diámetro efectivo $<0,2 \mu\text{m}$, generalmente el agua en estos poros no está disponible para las plantas. Además, dentro de cada categoría de poros se determinaron tamaños intermedios como se detalla en la Tabla 2.

Análisis estadístico

Para el análisis estadístico de los datos se utilizó análisis de la varianza (ANAVA). Se realizó el ANAVA entre tratamientos para cada profundidad: 0-5, 5-10, 10-15 y 15-20 cm y se evaluó la interacción tratamiento*profundidad para las capas 0-10 cm (comprendiendo las profundidades 0-5 y 5-10 cm) y 10-20 cm (comprendiendo las profundidades de 10-15 y 15-20 cm). Para aquellos parámetros que no presentaron interacción tratamiento*profundidad se presentan los resultados por capa, 0-10 y 10-20 cm. Teniendo en cuenta que la capa debajo de la profundidad de labranza normal se denomina subsuelo (Jones *et al.*, 2003) y que la profundidad de corte de las cuchillas o de los abresurcos en SD es siempre inferior a 10 cm, nos referimos a la capa 0-10 cm como “capa superficial” y a la capa 10-20 cm como “capa subsuperficial”. En los casos donde se observó interacción tratamiento*profundidad se presentaron los resultados para cada profundidad por separado, cada 5 cm. Se realizaron comparaciones de medias con el test DMS de Fisher ($\alpha=0,05$). El análisis de correlación entre variables se realizó mediante el coeficiente de correlación de Pearson. Las regresiones simples se establecieron mediante el método de mínimos cuadrados. Para la comparación de rectas de regresión se utilizó el análisis de covarianza. En los casos donde las rectas resultaron paralelas se calculó la pendiente ponderada. Para el procesamiento de los datos se utilizó el software Infostat versión 2015 (Di Rienzo *et al.*, 2013), salvo para el análisis de covarianza, que se utilizó un software provisto por el Lic. Ricardo Camina (Departamento de matemática, Universidad Nacional del Sur).

Resultados y Discusión

Los suelos evaluados se clasificaron en 6 clases texturales diferentes (Figura 8), predominando los suelos de textura franca a franca arenosa.

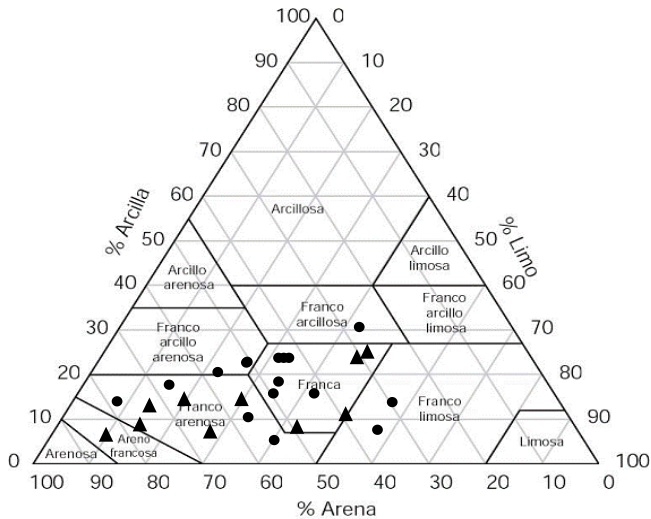


Figura 8. Clases texturales de los sitios evaluados: suelos agrícolas (círculos) y ambientes naturales (triángulos).

Los suelos de la región se caracterizaron por una gran cantidad de limo y arena, con valores medios de 334 y 508 g kg⁻¹, respectivamente (Tabla 3). Cosentino & Pecorari (2002) establecieron que la fracción limo fino de Argiudoles de la pampa ondulada produce debilidad estructural frente al tráfico. En la fracción limo de los suelos estudiados se observó una predominancia de limos finos, lo que determinaría alta susceptibilidad a la degradación de la estructura (Pecorari *et al.*, 1990). Asimismo, en la región semiárida pampeana Quiroga *et al.* (2009) ya han establecido que en aquellos suelos con mayor proporción de limo y arena, la pérdida de estabilidad estructural no solo ha significado un incremento en la susceptibilidad a la erosión, sino también una pérdida de macroporosidad. Este factor se debe tener en cuenta para la evaluación de prácticas de labranza que afectan tanto la estructura como la porosidad del suelo.

Tabla 3. Medidas resumen de las diferentes fracciones granulométricas evaluadas.

Fracción	Tamaño (μm)	Media (g kg^{-1})	Mín (g kg^{-1})	Máx (g kg^{-1})	CV (%)
a	< 2	157	27	306	47,66
L	2 - 50	334	86	587	39,92
Lf	2 - 20	189	68	345	41,67
Lg	20 - 50	145	13	266	46,39
A	50 - 2000	508	244	843	31,65
Af	50 - 100	287	119	448	28,11
Ag	100 - 2000	221	42	653	73,31

a= arcilla; L=limo; Lf= limo fino; Lg= limo grueso; A= arena; Af= arena fina; Ag= arena gruesa.

La DA y la PT en 0-10 cm presentaron interacción tratamiento*profundidad ($p<0,01$) por lo que se evaluaron para cada profundidad por separado, cada 5 cm (Figura 9). El mayor cambio en la DA fue observado en 0-5 cm, con un aumento en promedio del 35% en AG respecto a AN. Sin embargo, a pesar de tal aumento de la DA, la PT solo disminuyó un 10%.

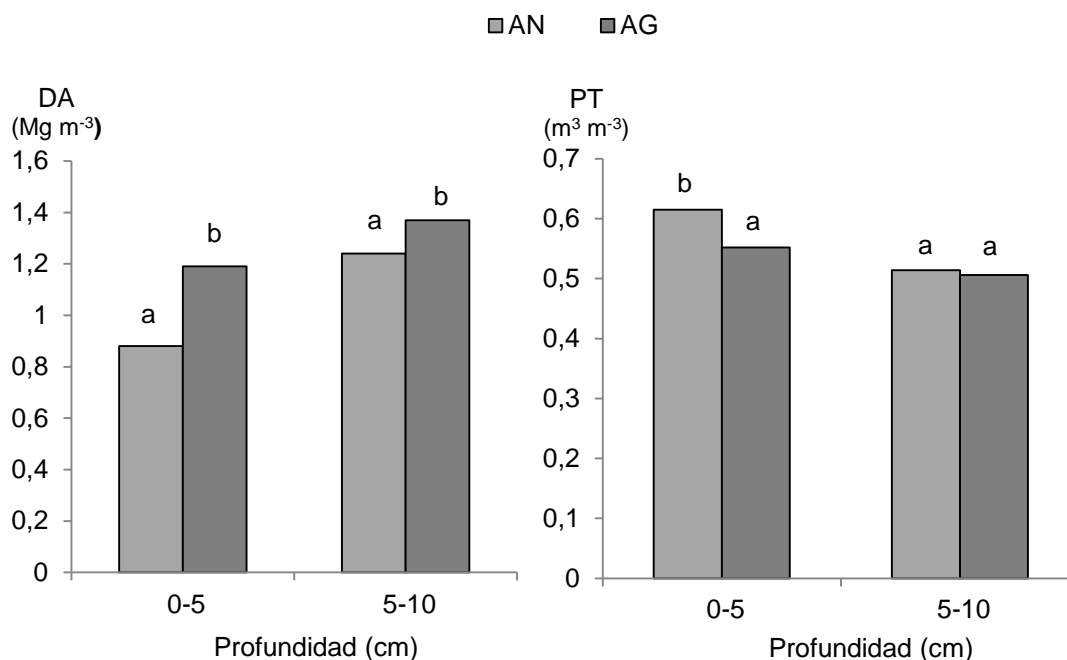


Figura 9. Densidad aparente (DA) y porosidad total (PT) para ambientes naturales (AN) y lotes agrícolas (AG), según profundidad.

Para cada profundidad letras diferentes indican diferencias significativas entre tratamientos ($p<0,05$).

Mientras que solo se observaron cambios en la PT en 0-5 cm, la distribución por tamaño de poro presentó importantes diferencias en todas las profundidades

evaluadas (Tabla 4). Independientemente del sitio y la clase textural, se observó como el uso agrícola, con labranza convencional anteriormente y actualmente bajo SD, ha deteriorado las propiedades físicas en el horizonte superficial de los sitios evaluados.

Tabla 4. Densidad aparente (DA), porosidad total (PT) y distribución por tamaño de poro para suelos de ambientes naturales (AN) y cultivados (AG), en 0-10 y 10-20 cm.

Propiedad	0-10 cm		10-20 cm	
	AN	AG	AN	AG
DA (Mg m^{-3})	1,06	1,28	1,38 a	1,43 b
PT ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,565	0,529	0,488 a	0,486 a
MP ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,245 b	0,199 a	0,166 b	0,118 a
MPg ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,190 b	0,144 a	0,128	0,079
MPp ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,055 a	0,056 a	0,038 a	0,039 a
mP ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,213 b	0,200 a	0,182 a	0,199 a
mPg ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,048 b	0,034 a	0,048 b	0,029 a
mPp ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,165 a	0,166 a	0,134 a	0,170 b
μP ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,107 a	0,130 b	0,140 a	0,169 b

Para cada profundidad letras diferentes indican diferencias significativas entre tratamientos ($p < 0,05$).
 MP: macroporos ($>30 \mu\text{m}$); MPg: macroporos grandes ($>60 \mu\text{m}$); MPp: macroporos pequeños ($60-30 \mu\text{m}$);
 mP: mesoporos ($30-0,2 \mu\text{m}$); mPg: mesoporos grandes ($30-9 \mu\text{m}$); mPp: mesoporos pequeños ($9-0,2 \mu\text{m}$);
 μP : microporos ($<0,2 \mu\text{m}$).

Densidad Aparente

A pesar del importante aumento de la DA en 0-5 cm, en 5-10 cm el aumento fue del 10,5% y solo 3,6% en 10-20 cm. En suelos agrícolas se consideran valores óptimos de DA menores a $1,2 \text{ Mg m}^{-3}$ (Olness *et al.*, 1998; Reynolds *et al.*, 2008). Para suelos del SOB en particular, Venanzi *et al.* (2002) comprobaron la reducción de la biomasa radical en trigo con DA superiores a ese valor. El valor crítico que produciría una importante reducción en la biomasa radical y aérea del trigo sería entre 1,52 (Oussible *et al.*, 1992) y $1,6 \text{ Mg m}^{-3}$ (Venanzi *et al.*, 2002). En todos los AN, la DA en 0-5 cm fue inferior a $1,2 \text{ Mg m}^{-3}$, mientras que el 58,8% de los lotes agrícolas evaluados presentaron valores de DA superiores a dicho valor. En la profundidad 10-20 cm, tanto en AN como en AG se observaron valores promedios por encima de $1,2 \text{ Mg m}^{-3}$ (Tabla 3). Los elevados valores de DA en 10-20 cm, incluso en AN, indicarían que estos suelos presentarían altas DA en subsuperficie, probablemente debido al alto contenido de limo y arena. Esta limitante para el desarrollo radical de los cereales de invierno en

subsuperficie se agravaría cuando los suelos son destinados a la producción agrícola y no lograría ser revertida por el manejo bajo SD de los últimos años. Respecto a los elevados valores de DA en subsuperficie, se observaron valores superiores a $1,52 \text{ Mg m}^{-3}$ en el 20,0% y 29,4% de los AN y AG, respectivamente. Dichas muestras se correspondieron con los sitios con mayor porcentaje de arena: entre 743 y 785 g kg^{-1} en los AN y entre 435 y 773 g kg^{-1} en los lotes cultivados. Tanto para AG como para AN se observó una relación significativa ($p < 0,01$) entre el contenido de arena y la DA en 10-20 cm (Figura 10). El análisis de covarianza demostró que ambas rectas son paralelas no coincidentes por lo que el manejo AG produciría un aumento de la DA pero no modificaría la tasa de aumento de la DA respecto del contenido de arena. Debido a que ambas rectas resultaron paralelas se ajustaron utilizando una pendiente ponderada. Estos resultados demuestran que los suelos con alto contenido de arena de la región tendrían una tendencia a poseer una elevada DA subsuperficial, aún bajo SD, lo que afectaría la producción de los cereales de invierno. El valor crítico de $1,6 \text{ Mg m}^{-3}$ se superó en un solo lote, que se correspondió con el suelo agrícola que tenía la mayor cantidad de arena (772 g kg^{-1}). Estos resultados confirman la alta susceptibilidad a la compactación en subsuperficie de aquellos suelos de texturas gruesas y la importancia de un adecuado manejo del suelo cuando se destinan a la producción agrícola. Schmidt & Amiotti (2015), en suelos bajo SD con alto contenido de arena, atribuyeron los elevados valores de DA en subsuperficie a la permanencia de pisos de arado provenientes del manejo anterior bajo labranza. Así, la SD, implementada como se utilizó en la región, no sería capaz de mejorar la condición física en subsuperficie, a pesar del tiempo transcurrido desde su implementación. Esta condición daría lugar a un reducido crecimiento vegetal, causando menores aportes de materia orgánica al suelo, lo que reduce el ciclado de nutrientes y la actividad de microorganismos, factores determinantes para el desarrollo y mantenimiento de una adecuada estructura del suelo (Hamza & Anderson, 2005; Kirkby et al., 2014).

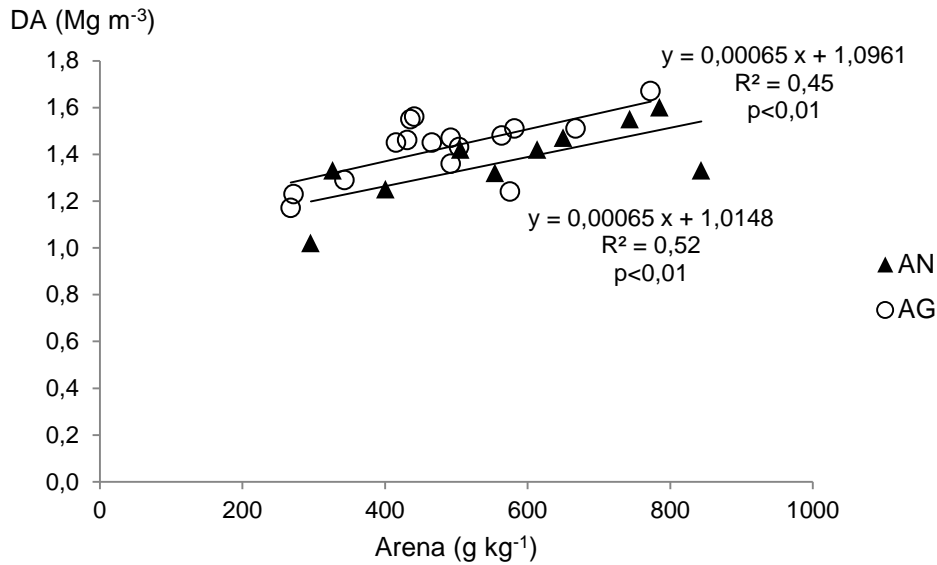


Figura 10. Relación entre el contenido de arena (>50 µm) y la densidad aparente (DA), en 10-20 cm, para las situaciones naturales (AN) y cultivadas (AG).

Porosidad del suelo

A pesar que la PT solo presentó diferencias en 0-5 cm, la distribución por tamaño de poro presentó importantes diferencias en todas las profundidades (Tabla 4). Los mayores cambios se observaron en los MPg en 15-20 cm, donde se observó una disminución del 48,5% en los AG, respecto a los AN (0,067 m³ m⁻³ en AG y 0,130 m³ m⁻³ en AN). Este significativo descenso de los MPg concuerda con varios estudios que señalan que en suelos compactados se produce una disminución de los poros de mayor tamaño sin observarse grandes diferencias en la PT (Kay & VandenBygaart, 2002; Amiotti *et al.*, 2012). Para suelos similares a los de este estudio, Schmidt & Amiotti (2015) también encontraron descensos importantes (37%) en el contenido de los poros de mayor tamaño, al comparar SD con labranza reducida. Según Botta *et al.* (2004), los macroporos representan la fracción que se destruye primero cuando el suelo es físicamente degradado debido al tránsito por maquinarias. Sasal *et al.* (2006), en suelos de la pampa ondulada, determinaron que la disminución del volumen de macroporos en lotes con SD continua se debe al colapso producto del tránsito de las maquinarias, sin regeneración de los mismos. Sin embargo, según Ferreras *et al.* (2000) en Paleudoles del sudeste bonaerense y Quiroga *et al.* (2007) en Haplustoles del SOB, el efecto de la SD sobre la fertilidad física dependería de la condición inicial del suelo, que se encontraba degradado por el laboreo cuando se comenzó a implementar la misma. De esta manera, si bien no es posible atribuir la pérdida de macroporosidad a la SD, podemos determinar que la SD, como se utilizó en la región,

no fue capaz de regenerar la macroporosidad adecuada en subsuperficie. En el Capítulo I ya se ha documentado la predominancia de monocultivo de cereales de invierno bajo SD en la región, con baja o nula inclusión de pasturas perennes. Al respecto, Díaz-zorita *et al.* (2002) han establecido el efecto positivo sobre la fertilidad física de la inclusión de pasturas en rotaciones bajo SD, en ambientes subhúmedos y semiáridos de la pampa argentina. Probablemente la ausencia de rotaciones que incluyan pasturas perennes en los sistemas productivos evaluados afectó la regeneración de la estructura en el manejo bajo SD.

La baja macroporosidad observada en subsuperficie probablemente tenga un efecto restrictivo en la aireación del suelo y el crecimiento de las raíces (Hamblin, 1985; Kay, 1990), causando un efecto negativo en la cantidad de agua y nutrientes disponibles para los cultivos (Gupta & Allmaras, 1987). En Haplustoles del SOB bajo labranza convencional, Silenzi *et al.* (1998) demostraron que la presencia de la capa compactada en subsuperficie genera pérdidas anuales de alrededor del 30% en el rendimiento de cereales de invierno. En años más secos, dichas pérdidas de rendimiento aumentarían considerablemente ya que la compactación del subsuelo limita el almacenamiento del agua. Según nuestros resultados, aún luego de 12 años de implementación de la SD, las limitaciones físicas en subsuperficie permanecerían, lo que actuaría como limitante del rendimiento de los cereales de invierno bajo SD en la región. Rosolem & Takahashi (1998) establecieron que si existe una limitación para el crecimiento de raíces en subsuperficie, estas se concentran en las capas más superficiales, no existiendo siempre un efecto negativo en el rendimiento. Sin embargo, según Hamza & Anderson (2005) al existir una compactación subsuperficial disminuye el almacenamiento y suministro de agua y nutrientes a los cultivos, lo que aumenta los requerimientos de fertilización. En la zona se ha observado alta respuesta a la fertilización fosfórica en suelos bajo SD continua con buena provisión de fósforo, lo que daría indicios de una inadecuada fertilidad física de estos suelos (Observación personal).

Además de la disminución de los MPg en las situaciones bajo SD, es muy importante la disminución de mPg (29,2% en 0-10 cm y 39,6 % en 10-20 cm) (Tabla 4). Estos poros son los responsables de retener agua a bajas tensiones, fácilmente utilizable por las plantas (Pilatti *et al.*, 2012), por lo que es de esperar que su disminución impacte negativamente en la disponibilidad del agua para los cultivos. Los únicos tamaños de poros que aumentaron en los suelos bajo agricultura fueron los mPp en 10-20 cm y los μ P en ambas capas ($p < 0,05$). Esto coincide con varios autores que señalan que los

cambios en los tamaños de poros del suelo causadas por la compactación se caracterizan por un aumento en los poros de diámetros pequeños en detrimento de los poros más grandes (Andriulo & Rosell, 1988; Richard *et al*, 2001; Dexter, 2004).

Pilatti *et al.* (2012) establecieron que la porosidad de aireación (poros $>30\ \mu\text{m}$) del suelo debería ser mayor de $0,15\ \text{m}^3\ \text{m}^{-3}$ para asegurar un adecuado desarrollo de los cultivos. En superficie, solo 2 lotes agrícolas (11,8%) presentaron valores por debajo del límite crítico de aireación. Sin embargo, en la profundidad 10-20 cm el 88% de los lotes agrícolas y el 40% de AN tuvieron menos de 15% de porosidad de aireación. Esta gran proporción de lotes con problemas de aireación en subsuperficie demuestra la importancia de establecer prácticas de manejo que contribuyan al aumento de la macroporosidad en subsuperficie en estos suelos. Según Taboada *et al.* (1998) y Micucci & Taboada (2006) la baja macroporosidad de molisoles franco arcillo arenosos de la pampa ondulada está determinada por propiedades intrínsecas del suelo y cambia poco por el manejo. Sin embargo, nuestros datos en la región semiárida del SOB, demuestran que en estos suelos si bien existe una tendencia a tener bajo porcentaje de macroporos en subsuperficie, esta cualidad se agravó por el uso agrícola. Esto coincide con Schmidt & Amiotti *et al.* (2015) que establecieron que los suelos de la región semiárida del SOB bajo SD tendrían baja resistencia a la compactación generada por el tránsito. Según estas autoras, esta compactación sería más notable en subsuperficie (5-18 cm) debido al colapso de macroporos por el tránsito de maquinarias, sin regeneración de los mismos. Sin embargo, en superficie, la compactación no sería tan evidente debido a la acumulación de materia orgánica, que produce una mejor estructura en la capa superior del suelo. La porosidad de aireación (MP) menor a $0,10\ \text{m}^3\ \text{m}^{-3}$ afectaría el crecimiento y respiración de las raíces (Lal & Shukla, 2004) y promueve la aparición de enfermedades de raíz (Drewry *et al.*, 2008). En suelos más finos de la región pampeana húmeda se ha documentado que la porosidad de aireación de estos suelos raramente es mayor a dicho umbral (Taboada *et al.*, 1998; Micucci & Taboada 2006; Taboada *et al.*, 2008). En los suelos evaluados, en la profundidad 10-20 cm, se observó menos de 10% de porosidad de aireación en el 17,6% de los lotes bajo SD, mientras que el 70,6% se encontraba entre 10 y 15%. En el SOB ya se ha documentado la gran incidencia de enfermedades de raíz, en lotes con cultivo de cereales de invierno bajo SD (Kiehr *et al.*, 2008), lo que podría estar influenciado por la baja porosidad de aireación observada.

Recientemente, Schmidt & Amiotti (2015) han reportado una estrecha relación entre DA y MP en Paleustoles petrocálcicos de la región pampeana semiárida, bajo

diferentes manejos del suelo. En la Figura 4 se presenta esta relación para las situaciones evaluadas en nuestro estudio: ambientes naturales y sitios bajo agricultura. En los AN la relación fue no significativa ($p > 0,15$) para ambas profundidades, mientras que en los lotes agrícolas la relación entre las variables fue altamente significativa ($p < 0,01$), tanto en 0-10 como en 10-20 cm. Es destacable la falta de relación entre DA y MP en los AN, demostrando que el manejo agrícola ha modificado las relaciones entre diferentes parámetros físicos del suelo. La menor relación encontrada ($R^2 = 0,54$ y $0,48$, para 0-10 y 10-20 cm, respectivamente) respecto a la reportada por Schmidt & Amiotti (2015) probablemente se deba a que en este caso se incluyeron suelos de texturas contrastantes. Esta estrecha relación negativa entre DA y MP en suelos bajo cultivo sugiere que la compactación del suelo está dado mayormente por un descenso del contenido de macroporos y permite proponer límites críticos regionales de DA, que aseguren una adecuada porosidad de aireación en suelos bajo SD. Según las relaciones encontradas, con DA de $1,52$ y $1,31 \text{ Mg m}^{-3}$, para 0-10 y 10-20 cm respectivamente, se llegaría al límite de 15% de MP en suelos bajo SD. Suelos con DA superiores a estos valores tendrían problemas de aireación y crecimiento de raíces, así como de conductividad hídrica y retención de agua. Sin embargo, sería necesaria la evaluación de la resistencia a la penetración (RP) en suelos con estas DA ya que Schmidt & Amiotti (2015) han reportado valores elevados de RP en suelos del SOB con DA inferiores al límite propuesto para 0-10 cm. El alto valor límite de DA en superficie probablemente esté relacionado con el alto contenido de materia orgánica en superficie en suelos bajo SD, ya documentado en la bibliografía (Sasal *et al.*, 2006; Sá & Lal, 2009; López-Fando & Pardo, 2011). Las prácticas agrícolas deben tener como objetivo el mantenimiento de valores de DA inferiores a estos límites, ya que muchas veces las propiedades del subsuelo y no los sistemas de labranza, son las que ejercen el principal efecto sobre el crecimiento de las raíces de los cultivos (Micucci & Taboada, 2006).

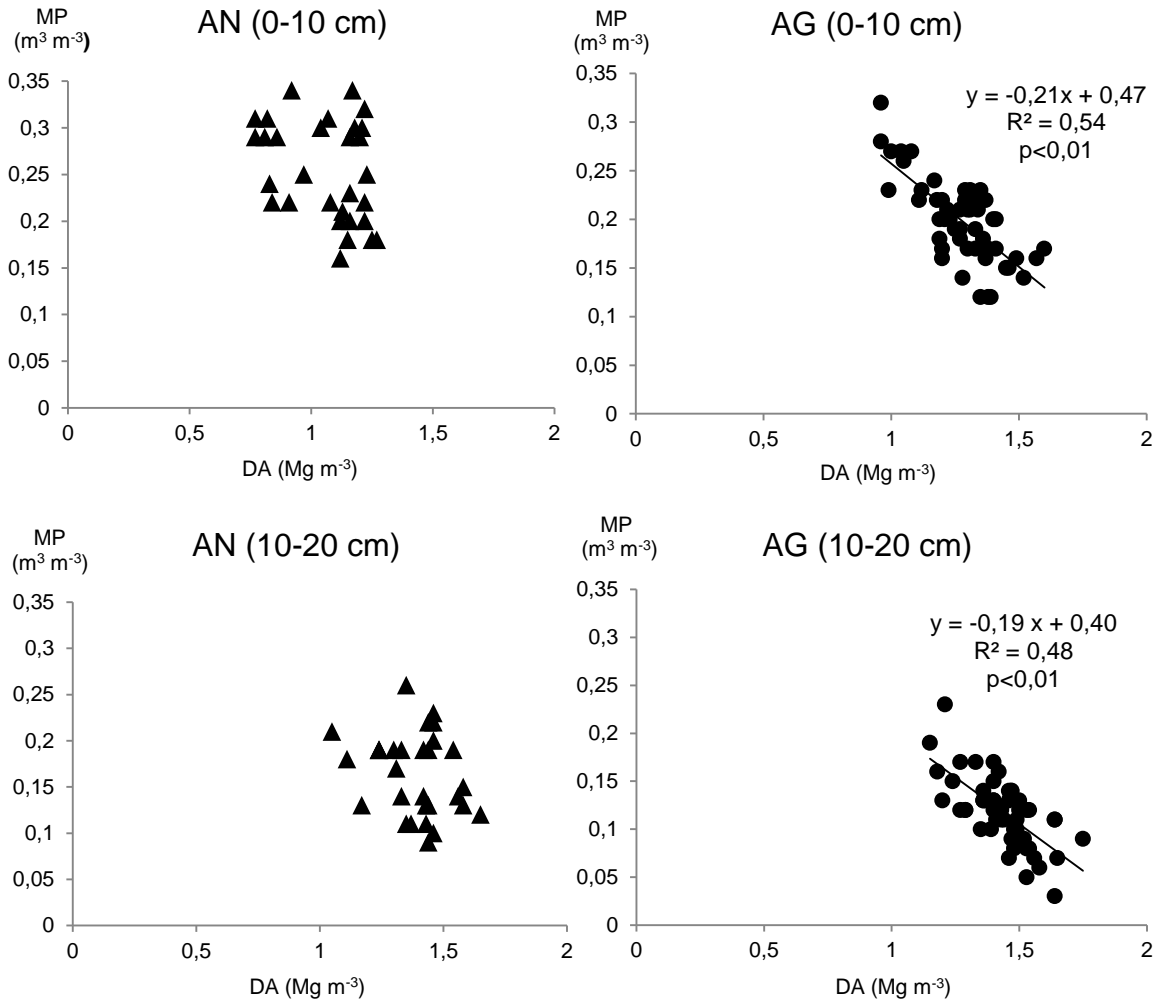


Figura 11. Relación entre densidad aparente (DA) y macroporosidad (MP) para superficie (0-10 cm) y subsuperficie (10-20 cm) en ambientes naturales (AN) y sitios bajo agricultura (AG).

Para la evaluación de la porosidad de aireación en suelos de diferentes texturas, Jones *et al.* (1991) definieron la aireación relativa (AR) como la relación entre el volumen de poros de aireación (macroporos) respecto a la porosidad total. Estos autores establecieron que cuando la AR es $\leq 38\%$, el crecimiento relativo de las raíces disminuye a valores inferiores al 80%. En nuestro estudio, los AN presentaron una AR entre 34 y 58% en 0-10 cm, mientras que los lotes en producción presentaron una AR entre 25 y 44%. En dicha profundidad se observó que, el 53 y 70 % de los lotes AG y AN, respectivamente, tendrían una adecuada AR. En subsuperficie, en cambio, todos los lotes bajo agricultura presentaron una AR menor a la establecida como adecuada para un buen desarrollo radical. En esta profundidad los AN también presentaron valores inferiores al límite en el 60% de los casos. De acuerdo a estos resultados, si bien los suelos de la región tienden a una baja porosidad de aireación en subsuperficie, la producción agropecuaria ha promovido un descenso aún mayor de la

macroporosidad y AR. Este descenso de la AR, aun en suelos bajo SD durante varios años, estaría actuando como limitante para el adecuado crecimiento radical de los cultivos. Según Micucci & Taboada (2006), la proporción de macroporos es mayor en las texturas más gruesas, lo que daría lugar a mayor AR. Esta relación entre el contenido de arenas $>100\ \mu\text{m}$ y la AR se cumplió para las situaciones de ambiente no disturbado (Figura 12). Sin embargo, en los lotes bajo producción no se mantuvo dicha relación. Las diferentes relaciones encontradas para AN y AG, demuestran nuevamente como el manejo agrícola en la región semiárida del SOB ha modificado las relaciones entre los componentes edáficos y las propiedades físicas del suelo. Mientras en los AN un mayor contenido de arenas $>100\ \mu\text{m}$ significó un aumento de la AR, en AG no se respetó dicha relación. Esta baja AR afectaría tanto el crecimiento y respiración de las raíces como la conductividad del agua.

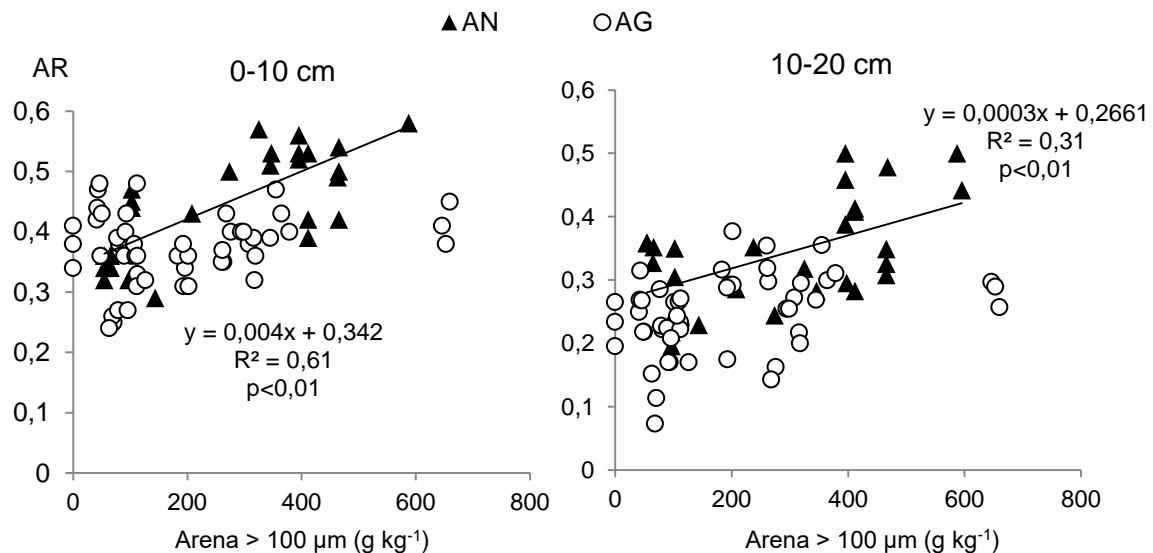


Figura 12. Regresión lineal entre el contenido de arena $>100\ \mu\text{m}$ y la aireación relativa ($\text{AR} = \text{Macroporos} / \text{Porosidad total}$) para superficie (0-10 cm) y subsuperficie (10-20 cm) en ambientes naturales (AN) y sitios bajo agricultura (AG).

Numerosos estudios han evaluado el efecto de labranzas profundas para la recuperación de porosidad en subsuperficie en suelos bajo SD (Álvarez *et al.*, 2006; Vilche & Alzugaray, 2008), sin evidenciar efectos significativos a largo plazo (Álvarez *et al.*, 2009b). En los suelos de la región semiárida-subhúmeda del SOB se debería dar especial importancia a la regeneración biótica de la estructura, debido a la baja capacidad de los componentes abióticos de estos suelos para regenerar la misma. Esta porosidad biológica es formada tanto por las raíces como por los organismos del suelo, por lo que cualquier práctica que aumente el aporte de raíces o la actividad de microorganismos ayudaría a contrarrestar los efectos negativos de la pérdida de

macroporosidad (Cui & Holden, 2015; Gupta & Germida, 2015). Es necesario el desarrollo de prácticas de manejo que contribuyan a un mayor aporte de materia orgánica (e. g. intensificación de las rotaciones) y a la regeneración biótica de la estructura (e. g. inclusión de cultivos con raíces profundas, aumento de la actividad de microorganismos y fauna edáfica) para asegurar una adecuada fertilidad física en subsuperficie, en suelos bajo SD. Según Loewy (2005), la inclusión de pasturas perennes mediante rotaciones adecuadas también podría contribuir a la regeneración de la estructura. De esta manera, serían necesarios estudios que evalúen estas prácticas y su potencial aporte para la recuperación de la macroporosidad en subsuperficie, para la correcta implementación del manejo de SD en el SOB.

Conclusiones

Las prácticas agrícolas en el SOB han modificado las relaciones entre diferentes fracciones granulométricas y las propiedades físicas de los suelos. Mientras en ambientes naturales el mayor contenido de arena contribuiría a una mayor macroporosidad y aireación del suelo, en los suelos agrícolas evaluados no se mantendría esa relación. Asimismo, mientras en los AN no existiría relación entre la DA y MP, en los suelos agrícolas existiría una relación inversa entre ambos parámetros. Dada la relación negativa entre ambos parámetros, el aumento de la DA en los suelos bajo agricultura estaría determinado mayormente por la disminución de los MP.

La mayoría de los suelos bajo SD evaluados (88%) presentaron características físicas en subsuperficie que limitarían el desarrollo de los cultivos predominantes de la región, aún luego de más de 12 años de SD. A pesar que no se observan cambios importantes en la porosidad total del suelo, la distribución por tamaño de poro presentó importantes variaciones entre AG y AN. Si bien los suelos de la región presentarían una tendencia a una escasa porosidad de aireación en subsuperficie, demostrada por la baja macroporosidad de los AN (16,6%), el uso agrícola ha aumentado dichas limitaciones, reflejado en una menor macroporosidad (11,8%). Además, los AG presentarían menor proporción de mPg, responsables de retener el agua fácilmente utilizable por los cultivos. Las mayores restricciones para el desarrollo radical se encontrarían en 15-20 cm, donde la baja macroporosidad (poros $>30\ \mu\text{m}$) afectaría la aireación del suelo y el crecimiento de raíces. Si bien no es posible atribuir la pérdida de macroporosidad a la SD, la forma en que se ha implementado la misma en la región (e. g. utilización en suelos con compactaciones subsuperficiales, baja

proporción de pasturas perennes o rotaciones) no ha sido capaz de revertir los problemas de degradación de la calidad física, aún en el largo plazo (> 12 años). Para el adecuado desarrollo de los cultivos y la recuperación de la eficiencia en el uso de agua y nutrientes en suelos del SOB bajo SD sería imprescindible la mejora de la fertilidad física.

Capítulo III

DINÁMICA DEL C EN SUELOS DEL SUDOESTE BONAERENSE BAJO SIEMBRA DIRECTA CON TRIGO

Introducción

La descomposición de residuos por microorganismos heterótrofos genera una gran liberación de CO₂ (Haynes, 1986; Smith *et al.*, 2003), implicando un importante flujo de C del suelo a la atmósfera (Smith *et al.*, 2001; Lal, 2008). El balance entre las pérdidas de C-CO₂ y la fijación por la producción primaria depende del uso y las prácticas de manejo y determina si el suelo funcionará como fuente o sumidero de CO₂ (Paustian, 1997; West & Post, 2002; Bandyopadhyay & Lal, 2014). La importancia del balance de C reside en que actualmente la actividad agropecuaria es responsable de aproximadamente el 30% de la emisión de gases de efecto invernadero (GEI) (IPCC, 2014), siendo el CO₂ el de mayor importancia (Oertel *et al.*, 2016). Esta liberación de CO₂, además de aumentar la concentración de GEI, representa la pérdida de materia orgánica (MO) de los suelos con la consecuente disminución de su fertilidad. Sin embargo, a pesar de su importancia, la dinámica del C edáfico ha sido menos estudiada que en otros ecosistemas (Han *et al.*, 2007) y las emisiones de CO₂ debidas al manejo del agroecosistema son quizás uno de los componentes más inciertos del ciclo global del C (Astiani *et al.*, 2015). Frente al aumento de los GEI, la información sobre los factores que afectan su emisión es fundamental para la comprensión de la respuesta del suelo a su uso (Dilustro *et al.*, 2005; Han *et al.*, 2007). Trabajos recientes (Stockmann, 2013; Paul, 2016) resaltan la importancia de generar información acerca del rol de los microorganismos en el ciclado del C, para prever futuros cambios del carbono orgánico del suelo (COS) y permitir una mejor toma de decisiones en el manejo del mismo.

Para la mitigación de la emisión de GEI por la actividad agropecuaria, se requiere la disminución las emisiones de CO₂ a través del aumento del COS y nitrógeno (N) del suelo (Paustian *et al.*, 2000; Freibauer *et al.*, 2004; Smith, 2004). La agricultura de conservación (AC)¹ se considera una práctica con la capacidad de incrementar el C y N edáficos (Lal *et al.*, 1998; West & Post, 2002; Deneff *et al.*, 2004). Sin embargo, todavía existen dudas acerca del potencial de secuestro de C de la AC, debido a la variabilidad de las emisiones de GEI, dependientes del uso y manejo del suelo (Lee *et al.*, 2006; Sainju *et al.*, 2008; Poeplau & Don, 2013). Algunos autores han señalado que el simple cambio a la siembra directa (SD) podría ofrecer grandes beneficios al secuestro de C (Lal *et al.*, 1999; Six *et al.*, 2004; Haynes, 2005). Sin embargo, en

¹ Agricultura de conservación se denomina a las prácticas agrícolas que involucran el menor disturbio posible del suelo (e. g. siembra directa), la cobertura permanente de la superficie del suelo y la inclusión de rotaciones (Hobbs *et al.*, 2008; FAO, 2012).

algunas regiones no se han observado incrementos del COS por la implementación de la SD (Needelman *et al.*, 1999; Kay & VandenBygaart *et al.*, 2002; Chan *et al.*, 2003; Gregorich *et al.*, 2005) y las causas de las diferencias en los resultados no han sido aclaradas. De esta manera, para la evaluación del balance de C en distintos suelos bajo SD del sudoeste bonaerense (SOB) es necesario establecer los factores que afectan la emisión de C. El mayor conocimiento de las pérdidas de C-CO₂ permitirá la estimación de balances de C que contribuyan a la elección de las mejores prácticas de manejo del suelo.

Factores que afectan las emisiones de CO₂ en suelos bajo SD de la región semiárida pampeana

La actividad microbiana de las comunidades heterótrofas del suelo (respiración del suelo, RS) es el principal factor que determina la descomposición de los residuos y el COS (Marschner & Kalbitz, 2003; Fontaine & Bardot, 2005), por lo que la cuantificación de la emisión del desprendimiento de CO₂ de los suelos es una variable muy precisa para estimar las pérdidas cuando se plantean balances de C (Nay & Bormann 2000; Bono, 2010). Según Moinet *et al.* (2016) el entendimiento de las variables que explican la respiración heterotrofa del suelo es de crucial importancia para predecir cambios futuros en el COS. Asimismo, Kuzyakov (2006; 2010) ya ha establecido la importancia de tener en cuenta las interacciones entre componentes bióticos y abióticos del suelo cuando se plantean balances de C. De esta manera, aunque para la predicción de flujos de C es necesaria la correcta cuantificación de estas relaciones y sus fuentes de variación, los factores que controlan la RS en condiciones de campo aún son poco conocidos (Moyano *et al.*, 2013).

La temperatura y la humedad del suelo son considerados los factores más importantes que controlan la actividad microbiana, encargada de la degradación de los residuos (Wiseman & Seiler, 2004; Kemmitt *et al.*, 2008; Guntiñas Rodríguez, 2009). Sin embargo, aunque estos factores son determinantes de la variación temporal de la RS, son inadecuados para explicar las variaciones espaciales en distintos suelos de la misma región (Dilustro *et al.*, 2005; Han *et al.*, 2007; Astiani *et al.*, 2015). Asimismo, a pesar que el manejo del suelo y las variaciones en el contenido de COS tienen una influencia significativa en las tasas de respiración, no se ha estudiado la relación entre las diferentes fracciones orgánicas y las emisiones de C-CO₂ a la atmósfera (Oertel *et al.*, 2016; Moinet *et al.*, 2016). Son necesarios estudios que permitan evaluar las pérdidas potenciales de C, para la elección de prácticas de manejo tendientes a

disminuir estas emisiones. El conocimiento de los factores que afectan el flujo de CO₂ y sus componentes serviría en la elección de prácticas de manejo que promuevan un balance positivo del COS (Stockmann *et al.*, 2013), ayudando a disminuir las emisiones de GEI por la agricultura.

Balance de C en suelos bajo SD del SOB

En los agroecosistemas la entrada de C al suelo se produce principalmente por los residuos de los cultivos (rastros y raíces) y las salidas por la respiración heterótrofa (Bono, 2010). Esta última está representada básicamente por la respiración de los microorganismos que degradan los residuos vegetales y la MO, siendo, en ausencia de erosión, la única vía significativa de pérdida de COS (Kuzyakov, 2006; Moinet *et al.*, 2016). Se considera que entre el 10 y el 80% de las emisiones totales de C-CO₂ por los suelos está representada por la descomposición de residuos (Buyanovsky *et al.*, 1987; Curtin *et al.*, 1998; Jacinthe *et al.*, 2002). De esta manera, la estrategia para el secuestro de C en suelos agrícolas que no poseen riesgo de erosión, depende del balance entre las entradas de C de los residuos y las pérdidas por la descomposición de la MO debida a la actividad de microorganismos heterótrofos (Stockmann *et al.*, 2013).

Debido a la dificultad para establecer cambios en el COS en cortos períodos de tiempo, para la evaluación del impacto de diferentes sistemas de manejo sobre la evolución de los reservorios de COS se realizan ensayos de larga duración. Estos ensayos revisten varias dificultades como el mantenimiento en el largo plazo, el tiempo necesario para obtener los resultados y la dificultad de replicarlos en diferentes situaciones o bajo diferentes manejos. Estas dificultades para establecer la dirección de los cambios del contenido de COS son superadas por el cálculo de balances, que permiten estimar los efectos del manejo sobre el C en períodos cortos de tiempo. Además, debido a que los flujos de entrada y salida de C del suelo son mucho mayores que los cambios de su contenido total, el método del balance permite determinar si el sistema está ganando o perdiendo C, factor que no podría determinarse midiendo variaciones en el tamaño de los reservorios de C (Falgae *et al.*, 2002; Rees *et al.*, 2005). Dado que las mediciones de la emisión de GEI derivan de mediciones puntuales, es importante el modelado para poder establecer estimaciones, pudiendo cubrir desde escalas locales a globales (Oertel *et al.*, 2016). Asimismo, la inclusión de los factores que intervienen en las emisiones de CO₂ para la determinación de balances de C permiten una mejor estimación de las tasas de

emisión de CO₂ (Haefner, 2005; Astiani *et al.*, 2015). Cabe aclarar que dichos balances no dejan de ser aproximaciones y aunque existan incertidumbres en las estimaciones, permiten comprender el funcionamiento de los agroecosistemas (Janzen *et al.*, 2003). De esta manera, las determinaciones en laboratorio del desprendimiento de CO₂, resultan útiles cuando se busca evaluar la influencia de algún parámetro en particular sobre las pérdidas de C, ya que diferentes suelos pueden ser estudiados bajo condiciones controladas (Schaufler *et al.*, 2010).

Numerosos modelos basados en procesos se han desarrollado y empleado en la simulación de la dinámica del COS (Shaffer *et al.*, 2001). Sin embargo, pocos modelos abordan la influencia de las condiciones climáticas sobre los flujos de C a través de la humedad y temperatura del suelo (Manzoni & Porporato, 2009). Según Bono (2010) el balance de masas a partir de modelos sería suficientemente sensible y versátil como para detectar cambios en el stock de COS, desde unas pocas decenas de kilogramos hasta varias toneladas por hectárea. Dada la importancia de la RS sobre los balances del C y que varios autores han encontrado un aumento de la misma en sistemas bajo SD (e. g. Hendrix *et al.*, 1988; Oorts *et al.*, 2007), es necesaria la cuantificación de las pérdidas de C-CO₂ durante el barbecho en suelos del SOB bajo este sistema de siembra.

La problemática planteada en este capítulo es: i) no se conocen los factores que determinan las pérdidas de C-CO₂ y el ciclado del C en diferentes suelos bajo SD en condiciones semiáridas y ii) no se han establecido balances de C para el cultivo de cereales de invierno bajo SD en la región semiárida del SOB. Las hipótesis planteadas fueron: i) la RS estaría relacionada con las fracciones lábiles del C, que serían utilizadas como sustrato por los microorganismos. Debido a la variación de las fracciones orgánicas en diferentes sitios del SOB, probablemente existen diferencias en la RS en diferentes suelos de la región; ii) las variaciones en la RS en diferentes suelos del SOB determinarían diferencias en la emisión de C-CO₂ durante el barbecho estivo-otoñal. De esta manera, diferentes suelos bajo el mismo manejo presentarían diferencias en las pérdidas de COS durante el barbecho; iii) períodos largos de barbecho químico en suelos bajo SD presentarían grandes pérdidas de C-CO₂ debido a la RS, que resultarían en balances negativos de COS, dada la errática producción de los cultivos en el SOB.

Los objetivos del presente capítulo fueron: i) evaluar los factores que afectan la actividad de microorganismos heterótrofos en diferentes sitios del SOB bajo SD, para

una mejor comprensión del ciclado de C en estos agroecosistemas; ii) estimar las pérdidas de C durante el barbecho estivo-otoñal en diferentes suelos bajo SD del SOB; iii) estimar balances de C de la producción de cereales de invierno en tres sitios del SOB.

Materiales y Métodos

El estudio se llevó a cabo en tres sitios del sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina, ubicados en los partidos de Tornquist (dos sitios, SAL y TOR) y Coronel Dorrego (un sitio, LOS) (Figura 13), durante los años 2013, 2014 y 2015. Los establecimientos seleccionados pertenecen a productores de la Regional Bahía Blanca de AAPRESID y contaban al inicio de los muestreos con más de 12 años bajo SD. El clima de la región es subhúmedo seco, con precipitaciones que oscilan entre 550 y 819 mm año⁻¹, con una marcada estacionalidad de las mismas, en otoño y primavera. La temperatura media anual es de aproximadamente 14,5°C. Los cultivos predominantes de la región son los cereales de invierno, trigo (*Triticum aestivum* L.) y cebada (*Hordeum vulgare* L.), en orden de importancia, respectivamente. Ambos partidos se caracterizan por un aumento en los últimos años de la superficie destinada a la producción agrícola, con mayor superficie destinada a la agricultura que a la ganadería (MAA, 2016; Cantamutto et al., 2016).

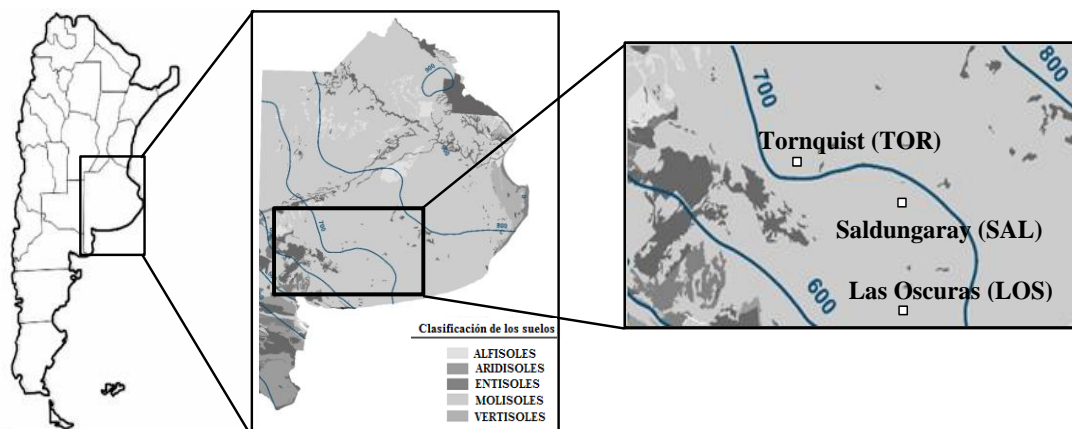


Figura 13. Ubicación de los sitios de estudio en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina.

Toma de muestras

En cada sitio y año se definieron tres momentos de muestreo a lo largo del barbecho estivo-otoñal para la implantación de cereales de invierno (enero-junio). Los momentos de muestreo correspondieron con el inicio, mitad y fin de barbecho. La selección del

período de barbecho para la medición de las pérdidas de C se debió a: i) durante el verano ocurren la mayor parte de las pérdidas de C (Dilustro *et al.*, 2005); ii) en la zona semiárida el período de barbecho abarca gran parte del año y ocurren gran parte de las precipitaciones (Quiroga *et al.*, 2003) y iii) durante el barbecho químico la respiración heterotrófica del suelo explicaría la mayor parte de las pérdidas de COS y en este período no hay fijación de C por cultivos o plantas espontáneas, ni pérdidas de C por respiración de las raíces (Kuzyakov, 2006; Moinet *et al.*, 2016). Las precipitaciones mensuales históricas y en los años de estudio se presentan en la Tabla 5.

Tabla 5. Precipitaciones históricas y en los años de estudio (2013, 2014 y 2015) para los tres sitios seleccionados.

Sitio	Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
mm													
LOS	2013	48	60	188	54	0	0	97	0	78	59	11	66
	2014	15	104	42	90	90	36	100	98	62	221	70	5
	2015	68	116	18	109	25	0	16	28	15	86	42	32
	Históricas	62	64	80	67	40	25	32	35	46	72	57	54
SAL	2013	35	2	130	116	20	0	102	3	69	73	27	68
	2014	60	142	157	138	52	35	94	116	49	262	81	43
	2015	108	87	146	107	29	0	44	46	43	99	46	86
	Históricas	67	81	94	68	44	31	36	32	53	77	73	77
TOR	2013	63	0	104	160	21	1	116	6	89	76	47	13
	2014	65	74	83	118	94	45	140	150	40	209	98	40
	2015	103	86	299	101	31	7	63	24	22	109	62	145
	Históricas	80	88	99	72	49	35	37	37	54	90	88	89

LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

Los suelos evaluados clasificaron como Molisoles debido a que reúnen las características de un epipedón mólico en los primeros 18 cm del perfil (Soil Survey Staff – USDA, 2014). Dada esta característica y que el mayor efecto de las prácticas de manejo o usos del suelo sobre el COS se produce en los primeros centímetros del perfil (Kay & VandenBygaart, 2002), la evaluación de propiedades edáficas se realizó en 0-20 cm. En la

Tabla 6 se presentan las propiedades para cada sitio y cada año, según profundidad. El suelo de LOS resultó ser de textura franco areno arcillosa mientras que SAL y TOR fueron de textura franca.

El muestreo de suelos en cada momento se llevó a cabo sobre parcelas de 32 m² (4m x 8m), establecidas al inicio del barbecho, en sectores representativos del lote sin pendiente y alejados de los bordes. En cada momento de muestreo se tomaron muestras compuestas (15-20 submuestras) de suelo en las profundidades 0-10 y 10-20 cm. Teniendo en cuenta que la capa debajo de la profundidad de labranza normal se denomina subsuelo (Jones *et al.*, 2003) y que la profundidad de corte de los abresurcos de las sembradoras de siembra directa es siempre inferior a 10 cm, nos referimos a la capa comprendida entre 0-10 cm como “capa superficial” y a la capa 10-20 cm como “capa subsuperficial”.

En cada momento de muestreo y para cada capa se evaluó la humedad del suelo y la actividad de microorganismos heterótrofos (desprendimiento de CO₂) mediante la medición de la respiración por un método similar al establecido por Zibilske (1994). Aproximadamente 120 g de suelo con la humedad de campo se introdujeron en frascos de incubación de aproximadamente 800 cm³. En cada frasco se colocó un vial plástico con 30 mL de NaOH (0,25 M) y se incubaron durante 7 días en estufa a 25°C. En simultáneo a la incubación se determinó humedad en la muestra para conocer la humedad en cada caso. Al finalizar la incubación se determinó el CO₂ desprendido por titulación del exceso de NaOH con solución de HCl (0,25 M), utilizando fenolftaleína como indicador. Con el dato de humedad de cada muestra se calculó el peso del suelo incubado en cada frasco y se corrigieron los resultados de la titulación para el suelo seco. Dado que el CO₂ producido de la mineralización de la MO y los residuos es producido por la respiración de microorganismos heterótrofos, se presentó como mg C-CO₂ 100 g suelo⁻¹ d⁻¹ (Haynes, 2005).

Para el análisis de los factores que podrían determinar las variaciones de la respiración heterótrofa en los diferentes sitios y capas de suelo se determinaron varias propiedades edáficas que podrían afectar la RS. Al momento de fin de barbecho se determinó: carbono orgánico del suelo (COS); nitrógeno total (Nt); fracciones del C y N orgánico, mediante el fraccionamiento físico del suelo; relación C:N del suelo y de cada fracción. Las determinaciones de C se realizaron mediante combustión seca con un analizador elemental Leco CR12 (LECO, St. Joseph, MI) y la determinación de N orgánico mediante el método micro-Kjeldahl (Bremner, 1996). Además, al finalizar el barbecho se tomaron muestras de suelo sin disturbar mediante cilindros de acero de 5 cm de alto y 4,5 cm de diámetro, en la capa superficial y subsuperficial, para la determinación de propiedades físicas en cada sitio y capa de suelo. Se determinó: densidad aparente (DA); porosidad total (PT); capacidad de campo (CC) y punto de marchitez permanente (PMP). La densidad aparente (DA) se determinó con el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986) y la PT y agua retenida a las diferentes tensiones se determinó a partir de la curva de retención de agua (Klute, 1986)

Fraccionamiento físico del suelo

La determinación de las diferentes fracciones orgánicas por tamaño de partícula, se realizó mediante el fraccionamiento físico del suelo, por tamizado en húmedo (Duval *et al.*, 2013). Sobre las muestras de suelo previamente seco al aire y tamizado (2 mm) se pesaron 50 g en recipientes de vidrio de 120 mL. Para la dispersión mecánica se utilizó un agitador rotatorio durante aproximadamente 16 h, a 40 rpm, para desintegrar los agregados. Se agregaron diez bolitas de vidrio (5 mm de diámetro) para incrementar la destrucción de los agregados y reducir posibles problemas creados por diferentes contenidos de arena (Cambardella & Elliott, 1992). El tamizado se realizó con un par de tamices de 53 μm y 105 μm de abertura de malla. De esta manera se obtuvieron tres fracciones: fracción gruesa (105-2000 μm), en la que se encuentra el C orgánico particulado grueso (COPg) y las arenas medias y gruesas; fracción media (53-105 μm) constituida por el C orgánico particulado fino (COPf) y las arenas muy finas y la fracción fina (< 53 μm) la cual contiene el carbono orgánico asociado a la fracción mineral (COM) y el limo y arcilla. Los contenidos de C en las fracciones gruesa (COPg) y media (COPf) se

determinaron utilizando la misma metodología que el COS, mientras que el COM se estimó mediante la diferencia entre COPg y COPf:

$$\text{COPg (\%)} = (\%C \text{ fracción gruesa} * \% \text{fracción gruesa}) / 100,$$

$$\text{COPf (\%)} = (\%C \text{ fracción media} * \% \text{fracción media}) / 100,$$

$$\text{COM (\%)} = \% \text{COS} - (\% \text{COPg} + \% \text{COPf}).$$

Además, en cada fracción obtenida se determinó el contenido de Nt (Bremner, 1996) para la cuantificación del N-MOPg, N-MOPf y N-MOM, de las fracciones gruesas, medias y finas, respectivamente. En las Tablas 6 y 7 se presentan las características de cada suelo, en cada año y profundidad evaluada.

Tabla 6. Propiedades edáficas de los tres sitios, para cada año, en 0-10 cm.

Variable	LOS			SAL			TOR		
	2013	2014	2015	2013	2014	2015	2013	2014	2015
COS*	14,0	10,8	15,8	19,9	21,6	19,6	17,5	18,3	16,6
Nt*	1,32	1,14	1,65	2,03	2,11	2,02	1,80	1,80	1,67
C:N	10,61	9,82	9,29	9,95	10,29	9,80	9,72	10,17	9,76
COPg*	0,86	0,83	0,88	1,23	1,43	1,33	0,86	0,94	0,76
COPf*	1,37	1,02	2,05	3,19	2,77	3,28	2,24	2,07	2,26
COM*	11,73	8,94	12,86	15,52	16,38	14,95	14,40	15,29	13,57
pH	6,0	5,9	5,8	6,3	6,3	6,3	6,3	6,3	6,3
DA	1,26	1,31	1,49	1,14	1,14	1,14	1,25	1,2	1,37
PT (%)	52	49	45	55	55	55	48	48	48
CC (%v)	26	24	27	31	31	31	33	33	33
PMP (%v)	13	11	10	14	14	14	18	18	18
N-MOPg*	0,076	0,100	0,095	0,114	0,155	0,127	0,082	0,073	0,060
N-MOPf*	0,148	0,128	0,253	0,303	0,313	0,371	0,228	0,166	0,257
N-MOM*	1,096	0,906	1,304	1,611	1,639	1,520	1,492	1,565	1,350

*: concentración expresada en g kg⁻¹. LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

COS: carbono orgánico del suelo; Nt: nitrógeno total; C/N: relación C:N del suelo entero; COPg: carbono orgánico particulado grueso (>105 µm); COPf: carbono orgánico particulado fino (53-105 µm); COM: carbono orgánico asociado a la fracción mineral (<53 µm); DA: densidad aparente; PT: porosidad total; CC: capacidad de campo; PMP: contenido de agua a una tensión de 15 atm; N-MOPg: Nitrógeno de la materia orgánica particulada gruesa; N-MOPf: Nitrógeno de la materia orgánica particulada fina; N-MOM: Nitrógeno de la materia orgánica asociada a la fracción mineral.

Tabla 7. Propiedades edáficas de los tres sitios, para cada año, en 10-20 cm.

Variable	LOS			SAL			TOR		
	2013	2014	2015	2013	2014	2015	2013	2014	2015
COS*	11,1	10,1	13,4	15,8	16,6	16,0	13,6	13,9	13,3
Nt*	1,22	0,96	1,46	1,65	1,67	1,65	1,47	1,43	1,36
C:N	9,14	10,57	9,12	9,57	9,9	9,68	9,28	9,71	9,76
COPg*	0,42	0,29	0,40	0,44	0,44	0,50	0,37	0,36	0,29
COPf*	0,86	0,76	1,48	2,12	2,31	2,15	1,47	1,63	1,10
COM*	9,86	9,08	11,48	13,33	13,81	13,34	11,81	11,89	11,91
pH	6,01	5,92	5,81	6,26	6,26	6,26	6,27	6,27	6,27
DA	1,39	1,39	1,39	1,27	1,27	1,27	1,38	1,38	1,38
PT (%)	43	43	43	49	49	49	43	43	43
CC (%v)	30	24	27	32	32	32	35	35	35
PMP (%v)	18	18	16	17	17	17	21	21	21
N-MOPg*	0,035	0,072	0,062	0,039	0,041	0,047	0,028	0,022	0,024
N-MOPf*	0,105	0,126	0,182	0,214	0,252	0,247	0,159	0,197	0,157
N-MOM*	1,079	0,761	1,221	1,402	1,380	1,357	1,283	1,210	1,184

*: concentración expresada en g kg⁻¹. LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

COS: carbono orgánico del suelo; Nt: nitrógeno total; C/N: relación C:N del suelo entero; COPg: carbono orgánico particulado grueso (>105 µm); COPf: carbono orgánico particulado fino (53-105 µm); COM: carbono orgánico asociado a la fracción mineral (<53 µm); DA: densidad aparente; PT: porosidad total; CC: capacidad de campo; PMP: contenido de agua a una tensión de 15 atm; N-MOPg: Nitrógeno de la materia orgánica particulada gruesa; N-MOPf: Nitrógeno de la materia orgánica particulada fina; N-MOM: Nitrógeno de la materia orgánica asociada a la fracción mineral.

Modelado de la emisión de C por microorganismos heterótrofos

En las incubaciones, el CO₂ desprendido indica la actividad metabólica de los microorganismos heterótrofos en el suelo que están descomponiendo MO, utilizando el C como fuente de energía y liberando CO₂ (Haynes, 2005). Dado el efecto de la humedad y temperatura del suelo sobre las emisiones de CO₂ se procedió a modelar estos parámetros para estimar las pérdidas diarias de C en cada suelo durante el período de barbecho (enero a junio). La humedad del suelo se estimó mediante un modelo sencillo, para cada día. La humedad al inicio del barbecho se determinó al momento de la cosecha del cultivo antecesor. Con los datos de precipitación diaria, máximo valor de capacidad de retención de agua (capacidad de campo) y la evaporación diaria, se estimó el contenido diario de humedad del suelo, para cada sitio y año (Ecuación 5). Se tomó como referencia los valores de evapotranspiración establecidos por Paoloni & Vázquez (1985) para el área de influencia de los sitios. Dichos autores aplicaron el procedimiento de Blaney & Criddle adoptado por FAO, que permite ajustar la evapotranspiración a condiciones zonales. Para la validación de los datos estimados se analizó la correlación entre los datos estimados y valores medidos durante el período de barbecho, en cada sitio.

Ecuación 5. $\text{Humedad (mm)} = H_i + \text{prec.} - \text{evap.}$ (Si Humedad > CC \rightarrow Humedad=CC)

Donde: Humedad es el contenido de humedad del suelo (máximo= Capacidad de Campo); H_i es la humedad del día anterior (mm); prec. son las precipitaciones del día (mm) y evap. es la evaporación diaria (mm), según Paoloni & Vazquez (1985).

La temperatura se considera como el principal regulador de la respiración heterótrofa del suelo (Byrne & Kiely 2006, Humphreys *et al.*, 2006), siendo la modalidad de la respuesta de naturaleza exponencial (Takahashi *et al.*, 2004; Han *et al.*, 2007, Lee *et al.*, 2007). La dependencia de la RS de la temperatura del suelo puede ser descripta con el factor de sensibilidad Q_{10} (Oertel *et al.*, 2016). Este factor expresa la tasa de cambio en un sistema biológico con un aumento de temperatura de 10°C (Berglund *et al.*, 2010) y es ampliamente utilizado en modelos de descomposición de residuos por microorganismos (Stockmann *et al.*, 2013). Para el ajuste del desprendimiento de C por la temperatura del suelo se utilizaron datos provenientes de la estación meteorológica de INTA Bordenave para cada año de estudio. La temperatura en la capa superficial (0-10 cm) se tomó a 5 cm

de profundidad y en la capa subsuperficial (10-20 cm) a 15 cm de profundidad. Para la respiración de microorganismos heterótrofos se citan valores de Q_{10} con un rango de variación entre 1,3 y 3,3 (Raich & Schlesinger, 1992). Estos valores fueron confirmados por estudios recientes de Hu *et al.* (2015) y Jiang *et al.* (2015) con un promedio cercano a 2,2, siendo muy estable para diferentes temperaturas del suelo (Fang *et al.*, 2005). De esta manera, las pérdidas de C-CO₂ del suelo se ajustaron multiplicando el desprendimiento de C-CO₂ por el factor T (Ecuación 6):

Ecuación 6
$$T = Q_{10}^{(T - T_{ref})/10}$$

Donde: Q_{10} es la tasa de cambio de la respiración por cada 10°C de incremento en la temperatura (2,2), T es la temperatura edáfica promedio del día de la medición y T_{ref} es la temperatura de incubación (25°C).

Finalmente, el flujo masal de mg C-CO₂ 100 g suelo⁻¹ d⁻¹ fue corregido según la DA de cada sitio y dividido por superficie para expresar la pérdida de C por unidad de área (Howard *et al.*, 2014; Nobrega *et al.*, 2016). Para el cálculo de balances de C, el desprendimiento de C-CO₂ se expresó como kg C ha⁻¹ d⁻¹.

Aportes de C al suelo

El muestreo de biomasa aérea total del trigo en madurez fisiológica (Z90, Zadoks *et al.*, 1973) se realizó durante el mes de diciembre en cada año de estudio. El procedimiento consistió en tomar 2 submuestras de 2 metros lineales en cada parcela de muestreo. Cada muestra se secó en estufa a 60°C y se determinó la materia seca total (MS). Además se procedió a la separación de los granos y su pesaje por separado para conocer el rendimiento en grano (kg ha⁻¹).

El aporte de C al suelo fue calculado como la suma del C proveniente de rastrojos medido y la estimación del aporte de raíces y rhizodeposición, dada la dificultad de su medición (Bolinder *et al.*, 2007). Para el cálculo del aporte de residuos de la parte aérea se restó a la MS lo correspondiente a grano que se extrajo del cultivo. Para la estimación del aporte de raíces y rhizodeposición se utilizó el factor encontrado por Álvarez *et al.* (2008) y Bono (2010) para el cultivo de trigo en la región semiárida pampeana. Estos autores

propusieron que la contribución de las raíces y la rhizodeposición en la región sería del 21,5 % de la biomasa total aérea del cultivo de trigo, valor similar a los valores reportados en la revisión realizada por Bolinder *et al.* (2007).

Análisis estadístico

Los datos en todas las tablas y figuras se presentaron como medias. Para el análisis de los datos se utilizó un diseño en parcelas divididas dado que los muestreos en los diferentes momentos, en cada sitio y año, se realizaron sobre la misma parcela. Las diferencias fueron evaluadas por el análisis de la varianza (ANAVA). Se realizó ANAVA doble y triple, evaluando la interacción entre los factores sitio, año y momento. En los casos donde se observó interacción se procedió a analizar los resultados por separado. Para la comparación de medias se realizó el test de diferencias mínimas significativas (DMS) de Fisher ($p < 0,05$). En los casos donde se observó un efecto significativo de la humedad sobre el desprendimiento de C, se utilizó la humedad como covariable para la comparación de sitios y momentos.

Para establecer los factores que podrían influenciar las emisiones de C se procedió a realizar un análisis de correlación de Pearson entre las diferentes propiedades edáficas evaluadas y el desprendimiento de CO_2 . También se realizaron regresiones simples para evaluar la asociación entre variables. Para la comparación de pendientes en las rectas de regresión se utilizó el análisis de covarianza (ANCOVA). A partir de las variables que resultaron tener un efecto significativo sobre el desprendimiento de C- CO_2 se desarrollaron regresiones múltiples que permitieron explicar las variaciones en la emisión de CO_2 , para los diferentes años y sitios. Para cada profundidad se adaptó un modelo de regresión múltiple por selección combinada para obtener las variables que permitieron explicar las variaciones en el desprendimiento de C. Dichas regresiones múltiples se realizaron mediante el modelo Stepwise con p de entrada y de salida de 0,05.

Los análisis estadísticos se realizaron con el software Infostat (Di Rienzo *et al.*, 2013), salvo el análisis de covarianza, que se realizó mediante un software provisto por el Lic. Ricardo Camina (Departamento de matemática, Universidad Nacional del Sur).

Resultados y Discusión

Factores que afectan las pérdidas de C en suelos bajo siembra directa de la región semiárida pampeana

La RS presentó importantes variaciones entre años y sitios en los diferentes momentos y profundidades evaluadas. En 0-10 cm no se observó interacción significativa año*sitio por lo que se presentan los promedios para cada año y sitio (Tabla 8). En esta profundidad los sitios SAL y TOR, en promedio, presentaron 79% mayor RS durante el barbecho que LOS. La mayor RS en superficie en suelos de textura más fina (TOR y SAL) respecto a los suelos de textura arenosa (LOS) en todos los años haría suponer cambios en la mineralización de la MO en suelos de diferente textura del SOB. Dilustro *et al.* (2005) y Berhongaray *et al.* (2013) ya han reportado importantes cambios en el flujo de CO₂ en áreas geográficas pequeñas, asociados a la variación de la textura. Del mismo modo, Galantini *et al.* (2004) ya ha establecido que la textura tendría un importante efecto en la dinámica del C edáfico en suelos de pastizales de la Pampa semiárida. De esta manera, cambios en la textura a nivel regional afectarían las pérdidas de C, asociado a la respiración de microorganismos heterótrofos. En 0-10 cm el mayor desprendimiento de C se observó en el año 2014, correspondiente con el año de mayores precipitaciones durante el barbecho en SAL y LAS (

Tabla 5). Ya ha sido demostrado que el flujo de CO₂ del suelo, tanto en ecosistemas naturales como cultivados, está regulado por la temperatura y la precipitación medias anuales (Raich & Schlesinger, 1992). En superficie, la mayor disponibilidad de agua para la degradación de residuos probablemente signifique un aumento en las emisiones de C-CO₂ del suelo a la atmósfera, durante el barbecho estivo-otoñal. Sin embargo, es importante destacar que las diferencias entre sitios fueron más importantes que entre años. De esta manera, para diferentes sitios del SOB, la RS durante el barbecho estivo-otoñal estaría determinado por el tipo de suelo y sería influenciado por las precipitaciones durante el barbecho.

En 10-20 cm se observó interacción año*sitio ($p < 0,05$) por lo que los sitios no se comportarían de la misma manera todos los años y se procedió al ANAVA simple, para cada año y sitio por separado. En esta profundidad, también se observaron las menores emisiones de C en el año 2013 para los tres sitios evaluados, correspondiéndose con el

año de menores precipitaciones. En dicho año no se observaron diferencias entre sitios, mientras que en el 2014 (año con mayores precipitaciones) si se observaron variaciones en la RS en subsuperficie. En ese año fue muy importante la diferencia en respiración, 111% mayor en SAL y TOR que en LOS, lo que haría suponer que en 10-20 cm, en años con precipitaciones sobre la media, también habría mayores pérdidas de C-CO₂ en los sitios SAL y TOR, que en LOS. Estas importantes variaciones observadas en ambas profundidades, tanto entre sitios como años, implicarían grandes variaciones en las pérdidas de C, aún en suelos de la misma región.

Tabla 8. Respiración del suelo (mg CO₂ 100 g suelo⁻¹ d⁻¹) promedio de los tres momentos evaluados, en los diferentes años y sitios, para cada profundidad.

Profundidad (cm)	Sitios				Año
	LOS	SAL	TOR		
	Año	mg CO ₂ 100 g suelo ⁻¹ d ⁻¹			
0-10	2013	5,27	6,56	8,96	6,93 a
	2014	4,86	11,49	10,49	8,95 b
	2015	4,72	9,09	6,50	6,77 a
	Sitio	4,95 A	9,05 B	8,65 B	p = 0,15
10-20	2013	1,25 Aa	1,50 Aa	1,25 Aa	
	2014	1,51 Aa	3,56 Bb	2,82 Bb	
	2015	2,95 ABb	3,4 Bb	2,43 Ab	
	Sitio				p<0,01

Letras mayúsculas diferentes en las filas demuestran diferencias entre sitios. Letras minúsculas diferentes en las columnas demuestran diferencias entre años.

En todos los años y sitios fue destacable la estratificación de la RS, efecto de la SD ya establecido por la bibliografía (Kay & Vandenbygaart, 2002; Bayer *et al.*, 2006; Dolan *et al.*, 2006, Wright *et al.*, 2007). En la revisión realizada por Stockmann *et al.* (2013) se ha documentado la reducida RS y menor ciclado del COS en profundidad, debido a la deposición superficial de los residuos y la no remoción del suelo.

Al incorporar la humedad del suelo como covariable en el ANAVA se observó que las diferencias en el desprendimiento de CO₂ estuvieron influenciadas por la humedad del suelo solo en 0-10 cm ($p < 0,01$), mientras en 10-20 cm las variaciones de la humedad del suelo no afectaron el desprendimiento de CO₂ ($p > 0,15$). Esta relación entre la humedad del suelo y el desprendimiento de C también se observó al analizar la correlación entre ambas variables para cada profundidad (Figura 14). En superficie, la humedad del suelo explicó la mayor parte de las variaciones de la RS, mientras en subsuperficie no se observó correlación significativa entre ambos parámetros, para ningún sitio. Actualmente la relación entre la humedad edáfica y la pérdida de C-CO₂ por microorganismos heterótrofos es un tema de gran interés debido a sus implicancias para el ciclado de C y, a pesar de su importancia, no se conoce en detalle la relación entre la humedad del suelo y la respiración edáfica (Moinet *et al.*, 2016). Existen controversias respecto a la relación entre la humedad del suelo y la RS ya que varios autores no han detectado relación entre ambos parámetros (Martín *et al.*, 2007; Bono, 2010; Astiani *et al.*, 2015; Moinet *et al.*, 2016). Sin embargo, en suelos bajo SD, son escasos los estudios sobre la relación entre la humedad y la RS en diferentes estratos de suelo por separado. En los sitios de estudio, en 0-10 cm, se observó una estrecha relación entre la humedad del suelo y la RS, en un amplio rango de humedad. En esta profundidad, la humedad del suelo explicó entre el 64 y 75 % de las variaciones de la RS y la consecuente emisión de CO₂ durante el barbecho de verano. Probablemente la estrecha relación entre la humedad del suelo y la RS en superficie se deba a la mayor disponibilidad de sustrato para los microorganismos heterótrofos en 0-10 cm, debido a la estratificación del COS (Tabla 6 y 7).

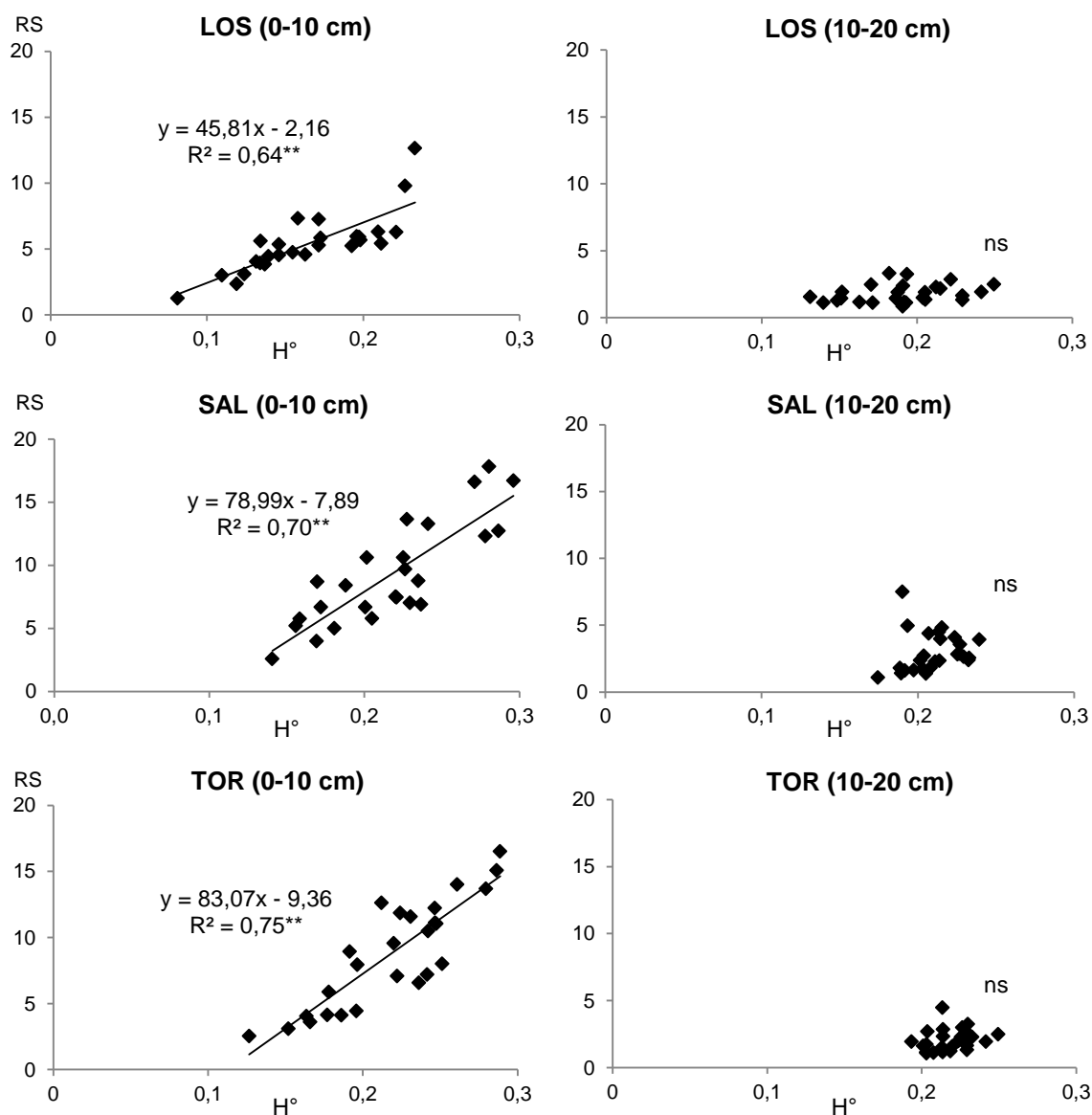


Figura 14. Relación entre la humedad del suelo (H° , g agua g suelo⁻¹) y la respiración del suelo (RS, mg CO_2 100 g suelo⁻¹ d⁻¹) durante barbecho, para cada profundidad y cada sitio, en los tres años y tres momentos en conjunto.

** Regresión significativa ($p < 0,01$); ns: regresión no significativa.

Varios estudios (Akinremi *et al.*, 1999, Conant *et al.*, 2000, Frank *et al.*, 2002) han determinado que en ecosistemas semiáridos el contenido de humedad del suelo sería la limitante más importante de la RS. Dada la estrecha relación encontrada en 0-10 cm, probablemente la humedad del suelo haya limitado la RS únicamente en superficie

mientras en subsuperficie existirían otros factores limitantes. Según varios autores, la mayor RS ocurriría con valores medios de humedad, decreciendo por falta o exceso de agua (Falk *et al.*, 2005; Jones *et al.*, 2006; Jassal *et al.*, 2007; Schaufler *et al.*, 2010) y generalmente se acepta que la humedad del suelo es el factor determinante de la RS solo bajo condiciones de fuertes estreses hídricos (Wichern *et al.*, 2004; Asensio *et al.*, 2007). Sin embargo, en los sitios evaluados, la mayor RS se observó con altos contenidos de humedad, coincidente con la máxima capacidad de retención de agua de cada suelo. De acuerdo a los resultados obtenidos, en estos suelos la humedad edáfica sería una de las principales limitantes de la RS en superficie y la mayor RS se lograría con el mayor contenido de agua que puede retener el suelo (capacidad de campo). Esto coincide con Coppens *et al.* (2007) quienes demostraron que la limitante más importante en manejos con residuos en superficie sería la humedad del suelo, más importante que la limitación por N. Asimismo, Moyano *et al.* (2013) han establecido que la RS para los máximos contenidos de humedad, solo disminuye cuando los sustratos orgánicos limitan la RS. De esta manera, en los suelos estudiados, es probable que los sustratos orgánicos no sean limitantes de la RS en 0-10 cm.

Mediante el análisis de covarianza se determinó que las rectas de SAL y TOR son paralelas no coincidentes ($p > 0,75$), mientras que la recta de LOS no es paralela con las dos restantes ($p < 0,01$). Esta diferencia en la relación entre ambos factores demostró variaciones en la tasa de aumento de la RS con la humedad edáfica para los diferentes sitios, probablemente relacionados con la textura. Suelos de igual clase textural presentarían tasas similares de aumento de la RS frente al aumento de la humedad, mientras el suelo de textura más gruesa se comportaría de manera diferente. A partir del análisis de la pendiente de las rectas de ajuste es posible inferir que el aumento del agua del suelo tendría mayor efecto sobre la RS en suelos de textura más fina. Dada la importancia de este factor en las pérdidas de C durante el barbecho, sería interesante ampliar los estudios a suelos de texturas contrastantes, para dilucidar la relación entre textura, humedad del suelo y RS.

El análisis entre momentos de muestreo permitió establecer diferencias en el desprendimiento de CO_2 durante el transcurso del barbecho. Como se observó interacción sitio*momento, se analizó cada sitio por separado (Figura 15). Además, dada la influencia

observada de la humedad en la RS en 0-10 (Figura 14), se procedió a utilizar la humedad del suelo como covariable para el análisis en esa profundidad.

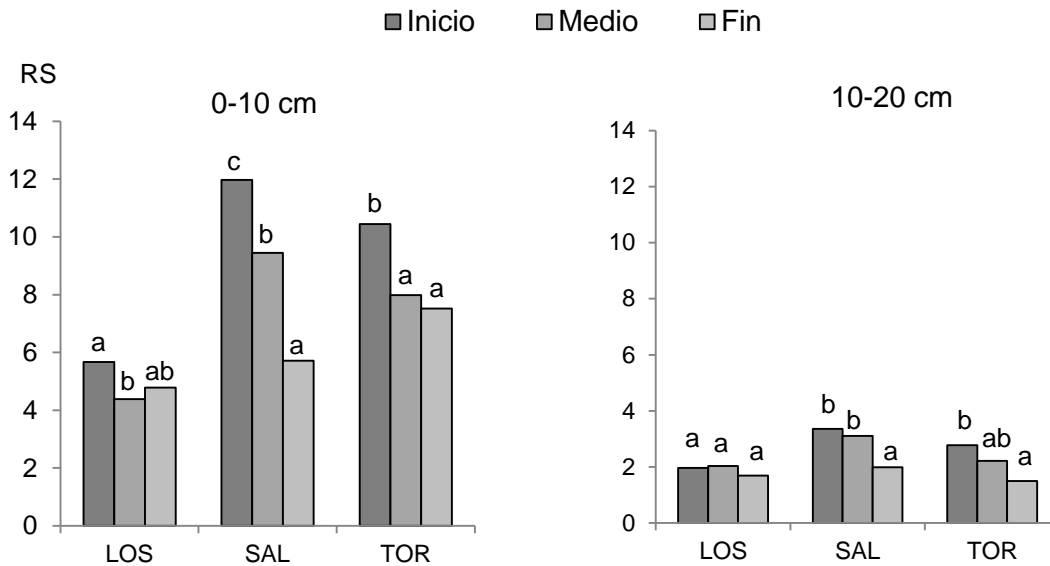


Figura 15. Respiración del suelo (RS, $\text{mg CO}_2 \text{ 100 g suelo}^{-1} \text{ d}^{-1}$) en cada profundidad, para cada momento del barbecho, según sitio.

Letras minúsculas diferentes para cada profundidad y sitio demuestran diferencias entre momentos ($p < 0.01$). LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

A pesar de la dificultad para determinar cambios en el COS en cortos períodos de tiempo (Bono, 2010), la medición de la actividad de microorganismos heterótrofos permitió determinar variaciones temporales en las pérdidas de C-CO_2 durante el barbecho. En superficie, las diferencias entre momentos se comportaron de manera semejante en los tres años y sitios evaluados. En esta profundidad la mayor RS se observó en los primeros meses del barbecho, correspondiéndose con los meses de enero y febrero. Ya se han reportado variaciones estacionales en la actividad de microorganismos heterótrofos en condiciones de campo, relacionadas con la disponibilidad de residuos de los cultivos (Franzluebbers *et al.*, 1995; Gómez *et al.*, 1996; Campbell *et al.*, 1999 a, b). Dado que las incubaciones de los diferentes momentos se realizaron con la misma temperatura (25°C), probablemente el mayor desprendimiento de C-CO_2 al inicio del barbecho esté influenciado por la mayor disponibilidad de residuos del cultivo anterior. Al respecto, Bono (2010) ya ha documentado el efecto del C de los residuos sobre la RS en suelos bajo SD de la región semiárida pampeana. Sin embargo, no se habían documentado variaciones

de la pérdida de CO₂ en el transcurso del barbecho. La mayor RS en los primeros meses del barbecho podría estar relacionada con la disponibilidad de sustratos solubles provenientes de los residuos del cultivo antecesor, que disminuirían en el transcurso del barbecho. Es destacable la variación en la RS en SAL y TOR, siendo en los primeros meses 110 y 39% mayor que al final del barbecho, respectivamente. En subsuperficie se observó una tendencia similar, aunque en LOS no se observaron diferencias significativas entre los diferentes momentos. Dilustro *et al.* (2005) y Álvarez (2008) han reportado la variación estacional del desprendimiento de CO₂ entre invierno y verano. Sin embargo, estos resultados demuestran variaciones en menor período de tiempo, aún dentro del período de barbecho. Esta mayor RS en los primeros meses de barbecho determinaría mayores pérdidas de C-CO₂ tanto en superficie como en subsuperficie, factor que se debería tener en cuenta para el establecimiento de prácticas que tiendan a disminuir las pérdidas de COS en suelos del SOB.

Debido a que varias propiedades del suelo afectarían la emisión de CO₂ *in situ* (Bono, 2010) se procedió al estudio de los factores que podrían determinar las variaciones de la RS. Se han descrito relaciones positivas y significativas entre la RS y el contenido de C (Chevalier *et al.*, 2006, Smith, 2003, Tufekcioglu *et al.*, 2001) y N orgánico (Kosugi *et al.*, 2007) y con las fracciones lábiles de la MO (Chevalier *et al.*, 2006; Bono, 2010). Sin embargo, no se han evaluado los diferentes factores que afectan el desprendimiento de C en diferentes estratos del suelo, así como la influencia de las diferentes fracciones del COS. A través del análisis de correlación entre las diferentes propiedades edáficas evaluadas y la RS al fin de barbecho para cada capa de suelo se obtuvieron resultados contrastantes (Tabla 9). Mientras en superficie la RS estuvo relacionada con las diferentes fracciones orgánicas de C y N y la humedad del suelo, en subsuperficie la RS solo se relacionó con el N de las fracciones más lábiles de la MO (N-MOPf y N-MOP) ($p < 0,01$). En 0-10 cm es destacable la estrecha correlación de la RS con el COPg y la humedad del suelo ($r=0,71$, $p < 0,01$, en ambos casos).

Tabla 9. Análisis de correlación entre las diferentes variables evaluadas y la actividad de microorganismos, para cada profundidad.

Parámetro	0-10 cm		10-20 cm	
	p-valor	r	p-valor	r
COS	<0,01	0,60	0,06	
N	<0,01	0,56	0,08	
C/N	0,49		0,82	
COPg	<0,01	0,71	0,59	
COPf	<0,01	0,55	0,08	
COP	<0,01	0,62	0,09	
COM	0,01	0,50	0,07	
Cobertura	0,29		0,8	
N MOPg	<0,01	0,63	0,18	
N MOPf	0,01	0,50	0,01	0,49
N MOP	<0,01	0,58	0,02	0,44
N MOM	0,02	0,46	0,23	
C/N MOPg	0,74		0,22	
C/N MOPf	0,04	0,40	0,73	
C/N MOP	0,05	0,37	0,38	
C/N MOM	0,91		0,65	
H°	<0,01	0,71	0,02	0,46
DA	<0,01	-0,66	0,1	
PT	<0,01	0,53	0,08	
CC	0,15		0,4	
H°/CC	0,01	0,52	0,21	
H°/PT	0,01	0,50	0,8	

En negrita se indican las correlaciones significativas ($p < 0,05$). r: coeficiente de correlación de Pearson. COS: carbono orgánico del suelo; N: nitrógeno total; C/N: relación C:N del suelo entero; COPg: carbono orgánico particulado grueso ($>105 \mu\text{m}$); COPf: carbono orgánico particulado fino ($53-105 \mu\text{m}$); COP: carbono orgánico particulado ($53-2000 \mu\text{m}$); COM: carbono orgánico asociado a la fracción mineral ($<53 \mu\text{m}$); Cobertura: residuos en superficie (kg ha^{-1}); N MOPg: N de la materia orgánica particulada gruesa ($>105 \mu\text{m}$); N MOPf: N de la materia orgánica particulada fina ($53-105 \mu\text{m}$); N MOP: N de la materia orgánica particulada ($53-2000 \mu\text{m}$); N MOM: N de la materia orgánica asociada a la fracción mineral ($<53 \mu\text{m}$); H°: humedad gravimétrica; DA: densidad aparente; PT: porosidad total; CC: capacidad de campo; H°/CC: contenido de humedad respecto de la capacidad de campo. H°/PT: contenido de humedad respecto de la porosidad total.

Varios autores proponen que la RS en todos los suelos estaría limitada por el C lábil (Blagodatsky *et al.*, 1998; Hodge *et al.*, 2000; Janzen *et al.*, 1992; Schimel & Weintraub, 2003; Coppens *et al.*, 2007) lo que explicaría la estrecha relación entre el COP y la RS.

Recientemente, Moinet *et al.* (2016) han reportado correlaciones positivas entre la actividad de microorganismos heterótrofos y el COP, atribuyendo esta relación al acceso de los microorganismos a esta fracción del C edáfico. El mayor coeficiente de correlación encontrado para el COPg respecto al COPf permitiría suponer una mayor disponibilidad de la fracción gruesa (105-2000 μm) respecto a la fracción particulada fina (53-105 μm). Duval *et al.* (2016) ha encontrado resultados similares al observar mayor variabilidad en el corto plazo del COPg respecto al COPf en suelos de la región pampeana húmeda.

Las regresiones múltiples para determinar los factores que explicarían las variaciones de la RS en superficie y subsuperficie, también presentaron diferentes resultados para cada capa de suelo (Tabla 10). En 0-10 cm la fracción más lábil del C (COPg) y la humedad edáfica explicaron cerca del 70% de las variaciones de la RS para diferentes sitios y años. En subsuperficie, en cambio, las variaciones de la RS solo fueron explicadas por diferencias en el N de la materia orgánica particulada (>53 μm).

Tabla 10. Parámetros seleccionados por la regresión lineal múltiple entre parámetros edáficos y la respiración del suelo (RS, mg CO_2 $100 \text{ g suelo}^{-1} \text{ d}^{-1}$) para 0-10 cm (a) y 10-20 cm (b).

a.

Dependiente	<i>n</i>	Variables	Estimación parámetro	Error estándar	<i>p-value</i>	R^2_{ajust}
RS	27	const	-8,09	2,16	0,001	0,67
		HG	39	9,92	0,0006	
		COPg	79,38	20,77	0,0008	

b.

Dependiente	<i>n</i>	Variables	Estimación parámetro	Error estándar	<i>p-value</i>	R^2
RS	27	const	0,51	0,35	0,1578	0,39
		N-MOP	69,95	20,19	0,0026	

Const: constante de la regresión; HG: humedad gravimétrica; COPg: Carbono orgánico de la fracción particulada gruesa (105-2000 μm); N-MOP: nitrógeno de la materia orgánica particulada (53-2000 μm).

Los parámetros seleccionados que explicaron las variaciones de la RS en 0-10 cm permiten inferir la gran influencia de las fracciones lábiles del C sobre las emisiones de C-CO₂ en suelos bajo SD del SOB. Se podría establecer que, en superficie, el COPg junto con la humedad regularían la actividad de los microorganismos heterótrofos. Esto coincide con Bono (2010) que estableció que en la región pampeana semiárida el contenido de C de los residuos tendría el mayor efecto sobre las pérdidas de C del suelo, aún mayor que el sistema de labranza. Haynes (2005) y Paul (2016) han establecido que la fracción gruesa del COS tendría la mayor velocidad de ciclado, debido a su rápida descomposición por los microorganismos y liberación en forma de CO₂. La estrecha relación entre las fracciones gruesas y la RS en esta profundidad explicarían la mayor respiración observada durante los primeros meses de barbecho (Figura 15), dada la mayor disponibilidad de sustrato (COPg) para los microorganismos, proveniente del cultivo antecesor.

En la capa 10-20 cm no se observó relación entre la RS y el COPg o la humedad del suelo. En esta profundidad la RS solo se relacionó con el contenido de N de la MOP. Estos resultados permitirían inferir que a diferencia de la capa superficial, en subsuperficie la limitante de la RS en los suelos evaluados no sería la humedad del suelo ni la cantidad de sustrato, sino la calidad del mismo representado por el contenido de N de la MOP. Varios autores (Weslien *et al.*, 2009; Shi *et al.*, 2014) han encontrado que las emisiones de CO₂ se han correlacionado positivamente con la relación C/N de los suelos. En los suelos evaluados en el presente estudio no existió correlación significativa entre la relación C:N del suelo y la RS. Sin embargo, se observó que los sitios TOR y SAL, que presentaron una mayor relación C:N de la MOP en 0-10 cm, fueron los sitios con mayor actividad de microorganismos heterótrofos y en 10-20 cm, la RS se correlacionó con el contenido de N de la MOP. Serían necesarios posteriores estudios que permitan dilucidar mejor las diferencias en la RS de las diferentes capas de suelos bajo SD. El mayor conocimiento de los factores que determinan la RS y el desprendimiento de C-CO₂ en estos suelos contribuirá a la toma de decisiones tendientes a disminuir las pérdidas de COS.

Balance de C en suelos bajo siembra directa en el sudoeste bonaerense

Con los valores de evapotranspiración establecidos por Paoloni y Vazquez (1985) se logró una buena estimación de la humedad edáfica durante el período de barbecho (Figura 16). La validación de las estimaciones para los 27 días de medición, durante los tres años, permitió explicar el 77% de las variaciones en la humedad del suelo.

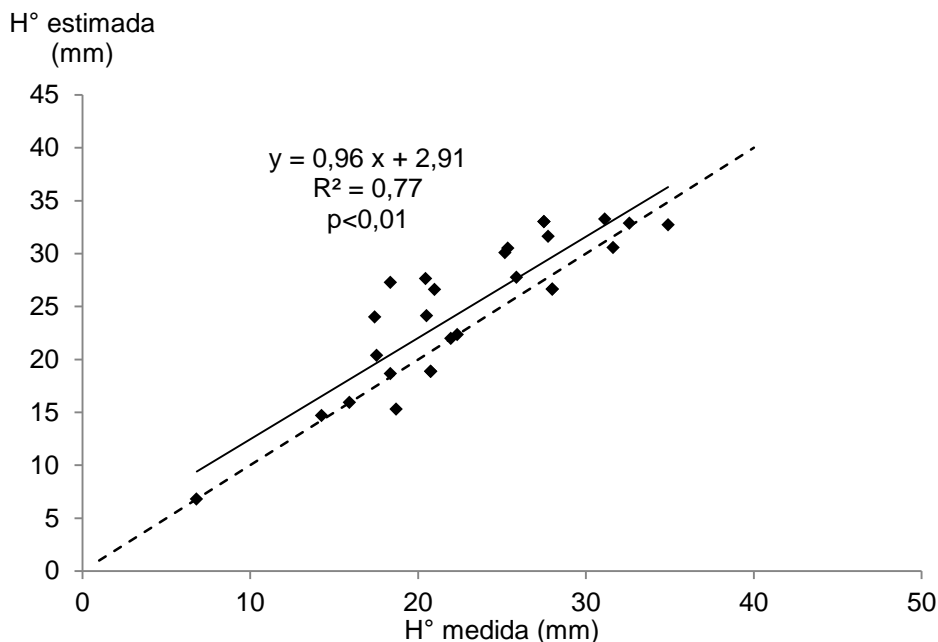


Figura 16. Humedad (H°) medida y estimada en superficie (0-10 cm), expresada en mm de agua. La línea punteada se corresponde con la recta 1:1.

La línea de tendencia de la estimación de la humedad resultó ser paralela no coincidente con la recta 1:1, existiendo una sobreestimación de la humedad de aproximadamente 3 mm en todo el rango de humedad evaluado (Figura 16). Sin embargo, es destacable el buen ajuste para un rango amplio de humedad, de 7 a 35 mm.

En la Tabla 11 se presentan los valores medios y extremos de la temperatura media diaria, para cada momento del barbecho evaluado. La temperatura promedio del suelo durante el barbecho fue 15,6°C a 5 cm de profundidad y 16,6°C a 15 cm de profundidad, con temperaturas diarias promedio máximas de 30,0°C y 29,7°C en cada profundidad, respectivamente. Es destacable la mayor temperatura promedio a 15 cm respecto de 5 cm, aunque en superficie se observó la máxima temperatura diaria de los tres años.

Tabla 11. Temperatura del suelo diaria promedio (°C) para cada momento del barbecho y cada año, a 5 y 15 cm de profundidad.

	2013			2014			2015		
	Media	Mín	Máy	Media	Mín	Máy	Media	Mín	Máy
5 cm									
Inicio	22,5	12,2	27,0	23,7	12,5	30,0	21,0	17,0	25,0
Medio	13,3	6,0	25,0	16,3	9,0	20,2	18,4	11,0	25,4
Fin	7,4	0,5	13,0	8,1	2,0	14,5	11,1	1,6	19,0
Promedio	14,4	0,5	27,0	16,0	2,0	30,0	16,8	1,6	25,4
15 cm									
Inicio	23,7	18,5	27,2	24,6	17,5	29,7	22,3	17,5	26,0
Medio	15,4	11,0	24,0	17,1	12,0	21,0	18,5	11,5	25,6
Fin	9,0	3,5	15,5	9,0	3,0	15,0	11,0	3,3	18,5
Promedio	16,0	3,5	27,2	16,9	3,0	29,7	17,3	3,3	26,0

Inicio: Comienzo de barbecho (enero-febrero); Medio: mitad de barbecho (marzo-abril); Fin: fines de barbecho (mayo-junio).

Es destacable la disminución de la temperatura del suelo a medida que avanza el barbecho. Mientras al inicio del barbecho se observó una temperatura promedio de 22,4 y 23,5°C, al final del barbecho la temperatura promedio fue de 8,9 y 9,7°C, a 5 y 15 cm, respectivamente. Raich & Schlesinger (1992) ya han demostrado el importante efecto de la temperatura sobre el flujo de CO₂ del suelo a la atmósfera. Las importantes variaciones de la temperatura edáfica durante el barbecho probablemente tengan un efecto sobre las pérdidas de C-CO₂ en los suelos evaluados.

Con los resultados de los factores que afectan la RS durante el barbecho (relación con la humedad del suelo y variaciones en momentos del barbecho) fue posible estimar las pérdidas potenciales de C-CO₂ por la RS, en 0-10 y 10-20 cm. En superficie, a partir de la estimación de la humedad diaria y su relación con la RS en cada suelo (Figura 14) se calculó la respiración diaria a 25°C, para cada año y sitio. Para la estimación de la pérdida diaria de C-CO₂ en 0-10 cm el valor de respiración a 25°C se corrigió con el valor diario de temperatura media tomada a 5 cm (Tabla 11), mediante la Ecuación 6. En subsuperficie, dado que la humedad del suelo no se relacionó con la RS (Figura 14) y que en esta profundidad solo se observaron diferencias entre sitios, momentos y años, se procedió al

cálculo de las pérdidas de C-CO₂ de acuerdo al momento de barbecho. En esta profundidad también se corrigió el desprendimiento de C-CO₂ por la temperatura promedio diaria, medida a 15 cm de profundidad.

Recientemente se ha dado gran importancia a las estimaciones de balances de C, ya que los mismos presentan grandes variaciones en diferentes ecosistemas (Balestrini *et al.*, 2015; Astiani *et al.*, 2015; Paul, 2016). Según las estimaciones realizadas existirían importantes diferencias en las pérdidas de C durante el barbecho estivo otoñal en suelos del SOB, tanto entre sitios como entre años y en las dos profundidades analizadas (Tabla 12). En los años de estudio, las pérdidas de C en 0-20 cm podrían llegar a 39, 73 y 69 kg C ha⁻¹ d⁻¹, en LOS, SAL y TOR respectivamente. Estas variaciones en las pérdidas de C durante el barbecho se deberían a las diferencias observadas en la RS entre los diferentes sitios (Tabla 8) y momentos (Figura 15), influenciadas por el contenido de humedad del suelo. La variación interanual de pérdidas de C también fue de gran magnitud, siendo las pérdidas en los años con las mayores precipitaciones entre un 70 y 110% mayor que en años de menores precipitaciones.

Tabla 12. Estimaciones de la pérdida de C (kg C ha^{-1}) durante el barbecho (enero-junio) para cada sitio y año, según profundidad.

Profundidad	Año	Pérdidas de C durante barbecho (kg C ha^{-1})			
		LOS	SAL	TOR	Promedio
0-10 cm	2013	1214	1825	1775	1605
	2014	1611	3433	2513	2519
	2015	1706	3446	2802	2651
	Promedio	1510	2901	2363	2258
10-20 cm	2013	465	481	504	483
	2014	616	1470	1374	1153
	2015	1244	1390	1014	1216
	Promedio	775	1114	964	951
0-20 cm	2013	1679	2306	2279	2088
	2014	2227	4903	3887	3672
	2015	2950	4836	3816	3867
	Promedio	2285	4015	3327	3209

LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

Según la revisión realizada por Oertel *et al.* (2016) las emisiones de C en climas templados pueden variar entre 4,6 a $84,2 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$. En Argentina se han reportado emisiones de C- CO_2 a la atmósfera de alrededor de $7900 \text{ kg de C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en suelos cultivados de la Pampa húmeda (Álvarez, 2008), mientras que Bono (2010) en condiciones similares a este estudio, estableció que se liberarían más de $4000 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Según las estimaciones realizadas para distintos años y sitios del SOB, las pérdidas de C durante el barbecho oscilarían entre 1679 y $4903 \text{ kg de C ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para la profundidad de 0-20 cm (Tabla 12). Es importante destacar las importantes variaciones entre suelos a pesar de estar bajo el mismo manejo, así como las importantes pérdidas potenciales de C. Al respecto, Bono (2010) ya ha establecido que las grandes pérdidas de

C durante el barbecho en suelos bajo SD en zonas semiáridas se deberían a una mayor respiración heterótrofa, generada por el mayor contenido de agua debido a la presencia de residuos y la no remoción del suelo. Otro aspecto a destacar es la importante estratificación de las pérdidas de C, ya que entre el 58 y 79% de las pérdidas provendrían de los primeros 10 cm del perfil.

Las pérdidas de C diarias estimadas durante el barbecho fueron similares a las reportadas por Bono (2010) que en la región semiárida pampeana registró emisiones de C durante el verano de entre 12 y 19 kg C ha⁻¹ d⁻¹. Los valores máximos de pérdidas diarias de C en 0-10 cm se producirían durante verano, con valores de 33, 56 y 46 kg C ha⁻¹ d⁻¹ para LOS, SAL y TOR, respectivamente. Estas mayores pérdidas se observaron en los días posteriores a las lluvias, lo que también ha sido observado por otros autores (Lee *et al.*, 2002; Rey *et al.*, 2002). Estos pulsos de mayor emisión de C-CO₂ luego de una precipitación se deberían a la mayor humedad edáfica y la estimulación de la RS por el aumento de la humedad de los residuos (Coppens *et al.*, 2007), así como por la mayor disponibilidad de las fracciones gruesas de la MO por el estallido de agregados (Sponseller, 2007). Campbell *et al.* (1999a, b) a partir de estudios in situ, ya han establecido que cuando las condiciones favorecen una rápida descomposición de la MO del suelo (alta humedad, temperatura y precipitaciones) se produce una rápida mineralización de las fracciones lábiles del COS. Teniendo en cuenta que estas condiciones se cumplirían durante el período estival del barbecho y la estrecha relación encontrada entre la RS y las fracciones más gruesas del COS, sería esperable que gran parte de las pérdidas de C en este período provengan de las fracciones más gruesas. Asimismo, en varios estudios se ha reportado el corto tiempo de residencia de las fracciones lábiles del COS, entre 3 y 12 años (Haynes, 2005; Paul, 2016). La estrecha relación entre la RS y el COPg, asociadas a las importantes pérdidas de C durante el período de barbecho, podrían explicar la rápida descomposición de dichas fracciones.

Al evaluar las pérdidas potenciales de C respecto al contenido total de C (C-CO₂ / COS) en cada capa de suelo, se observaron diferencias significativas entre años (Figura 17). Sin embargo, no se observaron diferencias entre sitios, probablemente debido a la gran variación interanual de la liberación de C-CO₂, factor ya establecido en la Tabla 12. Las importantes variaciones del porcentaje de pérdida de C entre años estarían relacionadas con las precipitaciones durante el barbecho. En aquellos años con mayores

precipitaciones se observaron mayores pérdidas relativas del COS, tanto en 0-10 como en 10-20 cm. Asimismo, se observaron importantes diferencias en el porcentaje de pérdida de C entre profundidades (Figura 17). Según las estimaciones, mientras en superficie existiría una pérdida potencial entre el 7,5 y 12,8% del COS durante el barbecho, en 10-20 cm sería entre el 3 al 5% del COS. Probablemente la mayor pérdida relativa de C en superficie se debe a la mayor cantidad de COP en superficie en suelos bajo SD (Tabla 6 y 7). Stockmann *et al.* (2013) ya han reportado el menor ciclado de C con la profundidad en suelos bajo SD, debido a la deposición superficial de los residuos y la no remoción del suelo. Del mismo modo, Haynes (2005) ha establecido tasas de ciclado similares para las fracciones lábiles del COS (COPg y COPf), con tiempos de residencia menores que 10 años.

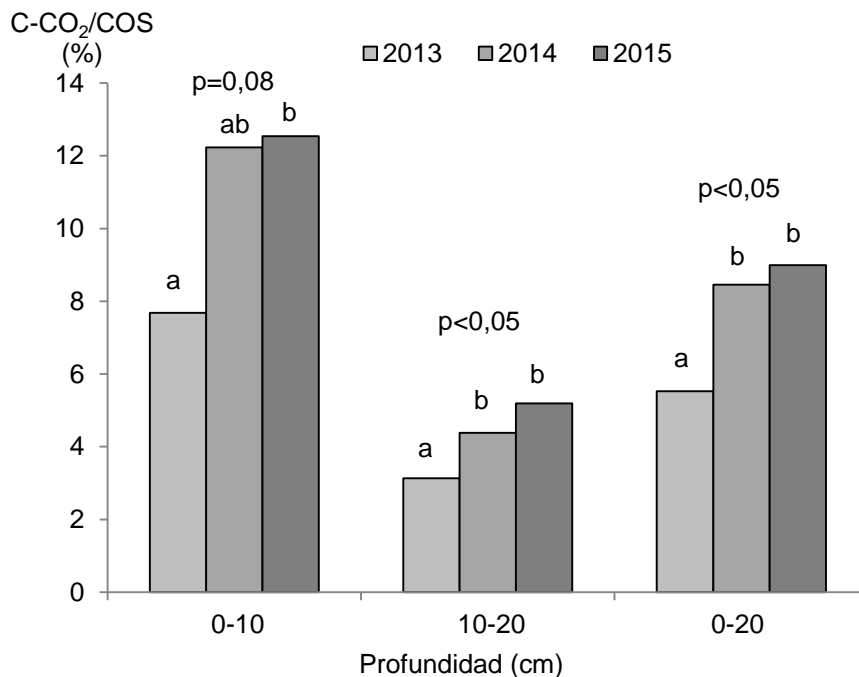


Figura 17. Pérdidas relativas de C ($C-CO_2/COS$) a partir de las estimaciones, para cada año, según profundidad.

Letras minúsculas diferentes para cada profundidad demuestran diferencias entre años.

En 0-20 cm, mientras en años con precipitaciones similares a la media se liberaría cerca del 5,5% del COS como $C-CO_2$ durante el barbecho, en años con precipitaciones superiores a la media se podría perder cerca del 8,5% del COS durante el barbecho químico estivo-otoñal. Breland & Eltun (1999), también trabajando con incubaciones de

laboratorio, han determinado tasas de pérdida de C similares a las encontradas en este estudio. Sería importante ampliar los estudios acerca de las pérdidas relativas de C debido a las importantes diferencias entre años, dado el importante efecto que tendría sobre el balance del COS.

Respecto a las variaciones entre momentos del barbecho, según las estimaciones realizadas, las mayores pérdidas de C-CO₂ en todos los sitios y años ocurrirían durante el inicio (de enero a abril) y las menores pérdidas a fines del barbecho (Tabla 13). En subsuperficie, las importantes pérdidas de C estimadas en el año 2015 en LOS, podrían estar determinadas por las abundantes precipitaciones en los meses de mayores emisiones (enero y febrero) de ese año, un 70% mayores que en el año 2013. Esto coincide con varios autores que determinaron que la emisión de CO₂ sigue una tendencia estacional, con máximos en verano y mínimos en invierno (Moisier *et al.*, 2006, Grote & Al-Kaisi 2007), condición ya evaluada en el presente estudio (Figura 15).

Tabla 13. Pérdidas de C estimadas para la profundidad 0-20 cm (kg C ha⁻¹), para cada período del barbecho, en cada sitio.

Año	Momento	kg C ha ⁻¹		
		LOS	SAL	TOR
2013	Inicio	403	376	521
	Mitad	549	814	748
	Fin	261	634	505
2014	Inicio	657	1479	926
	Mitad	484	1247	959
	Fin	469	707	627
2015	Inicio	894	1468	1064
	Mitad	372	1358	1132
	Fin	439	620	605

LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

Las pérdidas potenciales de C para un mismo período de barbecho presentaron importantes diferencias entre sitios. Por ejemplo, según las estimaciones, en el año 2015 las pérdidas a mitad del barbecho (marzo-abril) llegarían a ser un 265% superiores en SAL que en LAS, demostrando importantes variaciones en la pérdida de C frente al mismo manejo del suelo. Estas variaciones en las pérdidas potenciales de C podrían

explicar los diferentes resultados de la implementación de la SD sobre el stock de C en diferentes suelos.

En la Tabla 14 se observa la producción del cultivo de trigo para cada sitio en los tres años de estudio. En todos los años se observaron rendimientos similares o superiores a la media, debido a que los tres años se caracterizaron por una buena cantidad y distribución de las precipitaciones. En la región ya se ha establecido la dependencia de los rendimientos de trigo de las lluvias durante el ciclo del cultivo (Martínez *et al.*, 2015, 2016).

Tabla 14. Producción de materia seca (MS), rendimiento del cultivo de trigo (Grano) y rastrojo remanente (Rastrojo) para los tres años de estudio, en cada sitio.

Año	Parámetro	kg ha ⁻¹		
		LOS	SAL	TOR
2013	MS	5849	6971	9878
	Grano	1918	2685	3825
	Rastrojo	3931	4287	6054
2014	MS	4733	6660	6351
	Grano	1761	2629	2300
	Rastrojo	2972	4031	4051
2015	MS	4923	7568	6218
	Grano	1595	2592	2092
	Rastrojo	3328	4976	4127

LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

Normalmente la concentración de C de los residuos de cereales es 450 g kg⁻¹ (45%) (Baldock, 2009; Damon *et al.*, 2014), por lo que se utilizó este valor como representativo de todos los residuos de cultivos aquí considerados. A partir del conocimiento de la producción de MS de los diferentes años y sitios se procedió a la estimación del aporte de C en cada sitio (Tabla 15). Para la estimación del aporte de raíces se utilizaron los valores establecidos por Bono (2010) y Williams *et al.* (2013) para la relación biomasa aérea-raíces en el cultivo de trigo.

Tabla 15. Aportes de C ($\text{kg C ha}^{-1} \text{año}^{-1}$) del cultivo de trigo para cada sitio y año de estudio.

Año	$\text{kg C ha}^{-1} \text{año}^{-1}$					
	LAS		SAL		TOR	
	Rastrojo	Raíces	Rastrojo	Raíces	Rastrojo	Raíces
2013	1769	566	2034	674	2420	956
2014	1337	458	1705	644	2928	614
2015	1498	476	2048	732	2824	602

LAS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

La diferencia entre el C aportado por el cultivo (Rastrojos + Raíces) y la estimación de las pérdidas de C durante el barbecho de verano permitió estimar el balance de C para cada sitio y año (Tabla 16). Vale aclarar que no se tuvieron en cuenta las pérdidas de C durante el ciclo (de julio a diciembre) asumiendo que dichas pérdidas son de menor magnitud dada la baja temperatura del suelo y la utilización del agua del suelo por el cultivo.

Tabla 16. Balances de C ($\text{kg C ha}^{-1} \text{año}^{-1}$) para cada año de estudio, promedio anual y acumulado de los tres años, para cada sitio, a partir de la estimación de la pérdida de C y los aportes del cultivo.

	$\text{kg C ha}^{-1} \text{año}^{-1}$		
	LOS	SAL	TOR
2013	656	403	1097
2014	-432	-2553	-344
2015	-976	-2056	-390
Promedio anual	-251	-1402	121
Acumulado	-752	-4207	363

LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

A partir de las estimaciones realizadas, existirían diferencias en los balances de C, a pesar de la implementación de las mismas prácticas agrícolas. Además, habría un efecto importante del año. Astiani *et al.* (2015) han documentado importantes variaciones, de hasta un 50% en las pérdidas de C entre períodos secos y húmedos. En la región bajo estudio, estas variaciones serían recurrentes dada la variabilidad de las precipitaciones

entre años (Glave, 2006; Zotelo, 2011). En el año 2013, cuando las precipitaciones durante el barbecho fueron menores se observó un balance positivo en los tres sitios, teniendo en cuenta solo las pérdidas durante barbecho. Sin embargo, en los años con mayor cantidad de precipitaciones se observaron balances negativos en todos los sitios evaluados. Estas variaciones en las pérdidas de C durante el barbecho químico estivo otoñal (Tabla 12 y 13) tendrían un importante efecto sobre el balance del COS. En cuanto a la ausencia de acumulación de C en suelos bajo SD, Bono (2010) tampoco observó un efecto positivo de la SD sobre el stock de C en suelos de la región semiárida pampeana. Este autor atribuyó la ausencia de secuestro de C a que existirían mayores pérdidas de C durante barbecho debido a la mayor humedad en la capa superficial del suelo bajo el manejo de SD. Del mismo modo, Young *et al.* (2009), sobre ensayos de larga duración no detectaron aumentos del COS en monocultivo de cereales de invierno en ambientes semiáridos-subhúmedos de Australia. Según Franzluebbers (2010) las diferencias en los balances de C para diferentes suelos bajo SD se deberían a diferencias en el retorno de residuos de los cultivos. Sin embargo, según las estimaciones realizadas, también existirían diferencias en las pérdidas de C para diferentes suelos de la misma región. El sitio SAL en particular presentó un importante balance negativo en promedio. Las pérdidas de C en este sitio se deberían a la mayor RS (Tabla 8) y a los menores aportes de C por los residuos (Tabla 14 y 15). En los otros dos sitios serían esperables balances cercanos a la neutralidad, sin importantes aumentos del COS.

Si bien los balances propuestos surgen de estimaciones mediante modelos, estos servirían para establecer que el efecto de la implementación de la SD en el SOB sería dependiente del sitio y en muchos casos no aseguraría un balance positivo del COS. Esto coincide con lo reportado recientemente por Schmidt & Amioti (2015), quienes concluyeron que la forma como se está implementando la SD en el SOB no contribuiría a incrementar el contenido de COS en el epipedón en el mediano-largo plazo. De acuerdo a las estimaciones realizadas, la ausencia de secuestro de C en los suelos evaluados probablemente esté dada por las grandes pérdidas de C-CO₂ durante el barbecho químico estivo otoñal, por la actividad de microorganismos heterótrofos. Varios autores (Follett, 2001; Lal, 2001; Haynes, 2005) han propuesto el acortamiento o eliminación de los períodos de barbecho como una herramienta para reducir las pérdidas de C del suelo. Otras posibles estrategias para disminuir las pérdidas de C en suelos del SOB bajo SD podría ser mediante la intensificación de las rotaciones (Machado *et al.*, 2006; Hutchinson

et al., 2007), el aumento de la disponibilidad de nutrientes (Paustian *et al.*, 1997; Álvarez, 2005; Bono, 2010) y la inclusión de rotaciones con pasturas perennes (Young *et al.*, 2009). Sería necesario evaluar la implementación de estas prácticas en diferentes suelos del SOB, dadas las importantes variaciones en el ciclado del C observadas en este estudio. También sería importante considerar el posible aporte de la vegetación espontánea para disminuir las pérdidas de C, debido al aporte de C y a la disminución de la humedad edáfica disponible para los microorganismos responsables de la emisión de C-CO₂ (Álvarez, 2008).

Conclusiones

La RS y consecuente emisión de C-CO₂ presenta grandes variaciones en diferentes suelos del SOB bajo SD. En los suelos evaluados diferentes factores afectarían la RS en cada capa de suelo. En superficie (0-10 cm) la RS estaría determinada por la humedad y el contenido de C en la fracción particulada (COPg, 105-2000 µm), mientras que en subsuperficie (10-20 cm) la RS estaría relacionada solo con el contenido de N de las fracciones gruesas de la MO. Además, existirían importantes variaciones en las emisiones de C-CO₂ en diferentes años y momentos del barbecho estivo-otoñal, siendo mayor al inicio (enero y febrero) que al fin del barbecho.

A partir del modelado de la humedad del suelo fue posible estimar las pérdidas potenciales de C durante el barbecho, para diferentes suelos del SOB bajo SD. Según las estimaciones, las pérdidas de C durante este período presentarían importantes variaciones entre sitios y años. En suelos bajo SD continua estas pérdidas presentarían una marcada estratificación y dependerían de la longitud del barbecho y de las precipitaciones durante el mismo. Las mayores pérdidas de C ocurrirían durante los primeros meses de barbecho (enero y febrero), probablemente debido a la mayor cantidad de residuos y la mayor temperatura del suelo. Las altas pérdidas potenciales de C durante el barbecho podrían explicar la ausencia de secuestro de C en suelos del SOB bajo SD. En aquellos suelos que presentan alta actividad de microorganismos heterótrofos las pérdidas de C serían de mayor magnitud. En consecuencia, el cultivo de cereales de invierno con largo período de barbecho químico, tendría diferentes resultados sobre el *stock* de COS. Estos blancos estarían influenciados por el tipo de suelo y por los aportes de C de los residuos de los cultivos.

Capítulo IV

EFFECTO DE LOS RESIDUOS EN SUPERFICIE SOBRE LA ACTIVIDAD MICROBIANA Y LA DISPONIBILIDAD DE NUTRIENTES EN SUELOS BAJO SIEMBRA DIRECTA

Introducción

La descomposición de residuos y materia orgánica del suelo (MO) por los microorganismos, además de implicar una gran liberación de CO₂ a la atmósfera, provee la mayoría de los nutrientes para el crecimiento de los cultivos (Brady & Weil, 2002; Manzonei & Porporato, 2009). Este proceso está regulado por complejas interacciones entre la disponibilidad de agua y nutrientes, características físicas y químicas de los residuos, tipo de suelo y contacto entre el residuo y el suelo (Haynes, 1986; Angers & Recous, 1997). Debido a la interacción de estos múltiples factores, existe escasa información sobre la degradación de residuos y la disponibilidad de nutrientes en suelos destinados a la producción agropecuaria (Kögel-Knabner, 2002). La mayoría de los estudios sobre degradación de residuos se basan en incubaciones con óptimo contacto entre el suelo y el residuo, o en bolsas donde los residuos no entran en contacto con la matriz del suelo (Angers & Recous, 1997). Además, dichas incubaciones se realizan generalmente en laboratorio y tienen una duración de unas pocas semanas. Sin embargo, bajo SD, los residuos permanecen sobre la superficie, con un limitado contacto con el suelo, durante prolongados períodos de tiempo. En las revisiones realizadas por Kuzyakov (2010) y Kögel-Knabner (2016) se estableció la importancia de estudiar el efecto de los residuos sobre la actividad microbiana (AM) y el ciclado de nutrientes en condiciones de campo y durante mayores períodos de tiempo. Del mismo modo, Mazzilli (2015) a partir del estudio de los aportes de C de residuos aéreos y subterráneos, estableció que existen pocos antecedentes que estudien el efecto de los residuos superficiales en sistemas agrícolas bajo SD.

En los ecosistemas terrestres, el nitrógeno (N) y el fósforo (P) son los elementos que más comúnmente limitan la productividad primaria (Vitousek *et al.*, 2010; Faucon *et al.*, 2015). En el sudoeste bonaerense (SOB) en particular, dichos nutrientes son los principales limitantes del rendimiento de los cereales de invierno (Ron & Loewy, 2000; Martínez, 2015). El ciclado de estos nutrientes en el suelo está íntimamente relacionado con la AM, por lo que las prácticas de manejo que la afectan tendrán un efecto sobre la disponibilidad de estos nutrientes para los cultivos (Kuzyakov, 2010; Dodd & Sharpley, 2015). En suelos bajo SD ya ha sido probado que la presencia de residuos en superficie genera cambios en la biomasa y AM (Dominy & Haynes, 2002), por lo que probablemente afectaría el ciclado de N y P. El estudio del efecto de la presencia de residuos en superficie en suelos del

SOB, brindaría información valiosa, necesaria para la toma de decisiones en el manejo de los residuos y la nutrición de los cultivos.

Nitrógeno

Los procesos de mineralización e inmovilización de N ocurren simultáneamente y están influenciados por la calidad y localización de los residuos (Haynes, 2005; Coppens *et al.*, 2007) y por la disponibilidad de agua (Karlen *et al.*, 1998). Por lo tanto, el sistema de cultivo afectaría de manera importante la disponibilidad de N para las plantas. En general se acepta que habría mayor disponibilidad de N en suelos bajo labranza que en SD (Frey *et al.*, 2000; Six *et al.*, 2004; Peigné *et al.*, 2007; Ruise *et al.*, 2016) y las reducciones observadas en el rendimiento de los cultivos bajo SD muchas veces se atribuyen a la dinámica del N en el sistema (Lundy *et al.*, 2015; Pittelkow *et al.*, 2015; Martínez, 2015). Algunos autores consideran que en suelos bajo SD existiría una reducción de la disponibilidad de N debido a la presencia de residuos en la superficie del suelo, que puede aumentar la inmovilización de N (Erenstein, 2002; Dawson *et al.*, 2008; Giller *et al.*, 2009). Esta inmovilización se produciría debido a que el N es el nutriente que se necesita en mayor cantidad, por lo que generalmente limitaría la AM en suelos con residuos superficiales (Haynes, 1986). Sin embargo, en ambientes semiáridos, los residuos en superficie podrían tener un efecto positivo en la disponibilidad de N debido a su efecto sobre la humedad y la AM, que provocaría una mayor mineralización del N edáfico.

Fósforo

El P es un nutriente no renovable, crítico para la producción agropecuaria (Vitousek *et al.*, 2010; Stutter *et al.*, 2015; Faucon *et al.*, 2015). Debido a la disminución de los reservorios de roca fosfórica y a la eutrofización provocada por la aplicación de fertilizantes, actualmente se plantea la necesidad de una mayor eficiencia en el manejo de este nutriente (Spohn *et al.*, 2015; Sun *et al.*, 2015). Recientemente, varios autores han establecido la importancia de desarrollar sistemas productivos donde se aumente la disponibilidad de P y se disminuya el uso de fertilizantes debido a su alto costo ambiental (Damon *et al.*, 2014; Faucon *et al.*, 2015; Sun *et al.*, 2015). Asimismo, actualmente se plantea que para el aumento de la eficiencia en el uso del P es necesario un mayor conocimiento de los mecanismos implicados en su disponibilidad para los cultivos (Hu *et*

al., 2012; Stutter *et al.*, 2015; Dodd & Sharpley, 2015). Este mayor entendimiento del ciclado del P en cada suelo y condición de manejo permitiría aumentar la eficiencia de uso, minimizando los efectos sobre el ambiente (Kuo *et al.*, 2005; Darilek *et al.*, 2011; Stutter *et al.*, 2012).

El ciclado del P es gobernado por las relaciones suelo-planta-microorganismos y recientemente ha sido probado que varias prácticas de manejo lo afectan (Dodd & Sharpley, 2015; Faucon *et al.*, 2015; Sun *et al.*, 2015). Sin embargo, aún existen controversias respecto al potencial aporte de los residuos de los cultivos a la disponibilidad de P. Según Damon *et al.* (2014) la contribución de los rastrojos solo sería importante cuando grandes cantidades de residuos de alta concentración de P son adicionados al suelo. Según estos autores, los rastrojos de cereales, que poseen baja concentración de P, no serían capaces de aumentar la disponibilidad de P y podrían producir inmovilización por la biomasa microbiana. Sin embargo, según Hu *et al.* (2012) la cobertura del suelo sería beneficiosa para promover la disponibilidad de P para los cultivos en regiones semiáridas. De esta manera, para un manejo más eficiente del P, son necesarios estudios que evalúen el efecto de los residuos superficiales sobre los factores que afectan su disponibilidad para los cultivos.

La deficiencia de P en los cultivos puede ser causada por un bajo contenido de P del suelo o por una baja disponibilidad del mismo (Turner *et al.*, 2002; Ramaekers *et al.*, 2010). De acuerdo con Acosta Martínez *et al.* (2010), el estudio de la actividad enzimática involucrada en el ciclado del P brindaría información sobre la respuesta funcional del suelo frente a cambios en las prácticas de manejo. Las fosfatasas en particular, tendrían un rol muy importante en la mineralización de P disponible para las plantas (Fox & Comerford, 1992; Tabatabai, 1994). A través de la producción de estas enzimas, los microorganismos pueden aumentar la disponibilidad de P para que pueda ser absorbido por las plantas (Fernández *et al.*, 2008; Richardson *et al.*, 2011). Sin embargo, los microorganismos también pueden competir con las plantas por el P de la solución del suelo e inmovilizarlo en la biomasa microbiana (Oberson & Joner, 2005; Damon *et al.*, 2014). A pesar que ya ha sido demostrado que en suelos bajo SD se produciría un aumento de la actividad de las enzimas fosfatasas respecto a la labranza convencional (Wang *et al.*, 2011), se desconoce cuál sería el efecto de diferentes cantidades de

residuos en superficie sobre su actividad y como este factor afectaría la disponibilidad de P para los cultivos.

La problemática planteada es que no existe información sobre el efecto de la cobertura del suelo por residuos sobre la AM y la disponibilidad de nutrientes en suelos de ambientes semiáridos. Dado que los residuos superficiales pueden afectar positiva o negativamente la AM y la disponibilidad de N y P para los cultivos, es fundamental el estudio del efecto de la cobertura sobre estos factores. Asimismo, la mayoría de los estudios se han realizado en condiciones controladas (laboratorio) por lo que resulta necesario contar con información en condiciones reales de producción. La hipótesis fue que en suelos del SOB los residuos superficiales y la cobertura del suelo afectarían la actividad de los microorganismos de forma positiva debido a la mayor humedad. Dicho aumento de la AM también afectaría la disponibilidad de N y P, debido a la estrecha relación entre la AM y la disponibilidad de nutrientes. En el caso del N sería esperable una reducción de su disponibilidad por la inmovilización en la biomasa microbiana. Sin embargo, con el aumento de la cantidad de residuos y cobertura del suelo, podría haber un aumento de la mineralización y disponibilidad de P debido a la mayor AM y producción de enzimas. Los objetivos particulares fueron: I) determinar el efecto de la cobertura del suelo sobre la humedad y actividad de microorganismos en suelos bajo SD del SOB; II) evaluar el efecto de los residuos superficiales sobre la disponibilidad de N y III) establecer el efecto de la cobertura del suelo sobre la actividad de la enzima fosfatasa ácida y la disponibilidad de P para los cultivos.

Materiales y Métodos

El estudio se realizó durante los años 2013, 2014 y 2015 en tres establecimientos del SOB con más de 12 años bajo SD. Los lotes donde se realizaron los ensayos fueron los mismos analizados en el Capítulo III (Figura 13). Los ensayos comenzaron en enero, correspondiente con el inicio del barbecho, posteriormente a la cosecha del cultivo de trigo previo. En cada lote, se establecieron parcelas con diferente cantidad de residuos en superficie. Se utilizó un diseño en bloques completos al azar con parcelas de 32 m² (4m x 8m). Los tratamientos evaluados fueron: sin cobertura ("SC", suelo sin presencia de residuos en superficie, los cuales fueron removidos al inicio del ensayo), cobertura productor ("CP", suelos con residuos del cultivo anterior), agregado de 2500 kg ha⁻¹ de

residuos (“CP+2500”) y agregado de 5000 kg ha⁻¹ de residuos (“CP+5000”) (Figura 18 y 19). En todos los casos se utilizaron residuos de trigo dado que es el cultivo predominante en la región.

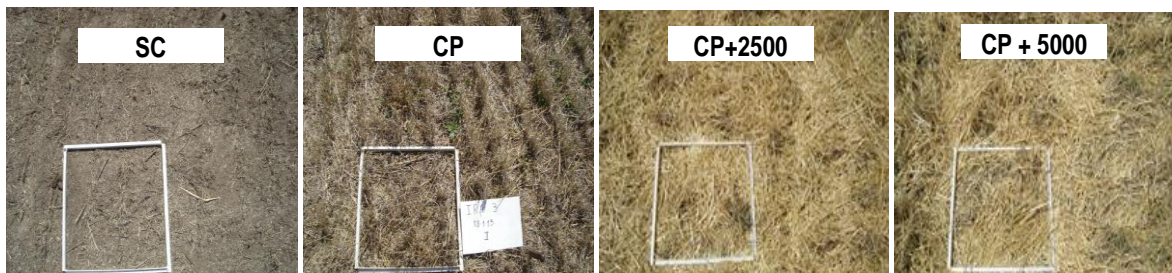


Figura 18. Detalle de cada tratamiento de residuos superficiales.

SC: parcela sin residuos superficiales; CP: cobertura lograda por el manejo de siembra directa; CP+2500: CP con el agregado de 2500 kg ha⁻¹ de rastrojo; CP+5000: CP con el agregado de 5000 kg ha⁻¹ de rastrojo.



Figura 19. Vista de las parcelas con diferente cantidad de residuos durante el barbecho.

Al igual que en los capítulos II y III las muestras de suelo fueron tomadas en los 20 cm superficiales, en dos capas: 0-10 y 10-20 cm. Durante el barbecho de verano se seleccionaron dos momentos de muestreo: mitad de barbecho y fin de barbecho. En cada momento se determinó la cantidad de residuos superficiales, humedad del suelo y AM. En el momento fin de barbecho (época de siembra de los cultivos invernales), se evaluó la disponibilidad de N y P. En el año 2015 también se determinó la actividad de la enzima fosfatasa ácida en los dos momentos y en los tres sitios.

El muestreo de los residuos en superficie se realizó de acuerdo a lo establecido por López *et al.* (2015) en un área de 0,25 m² en cada parcela, con la misma metodología utilizada en el capítulo I. Al inicio del barbecho (enero), para cada año y sitio, se cuantificó la cantidad de residuos superficiales. En cada sitio se determinó la DA por el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986). Para el cálculo de la disponibilidad de agua para los cultivos se procedió a restar aquella fracción retenida a tensiones superiores a 1,5 MPa (Kirkham, 2014). La AM se cuantificó con la misma metodología que en el Capítulo III, medida por el método de la respiración (Zibilske, 1994), con la humedad del suelo en el momento de muestreo. La AM se expresó como mg CO₂ 100 g suelo⁻¹ d⁻¹. La disponibilidad de P fue determinada mediante el método del P extraíble (Pe) por la metodología de Bray & Kurtz (1945). El pH de las capas evaluadas fue cercano a 6,5 en los tres sitios y años por lo que solo se analizó la actividad de la enzima fosfatasa ácida (APA). La APA se midió en los dos momentos de muestreo (mitad y fin de barbecho). La misma fue determinada con el método descrito por German *et al.* (2011) utilizando MUB-fosfato (Sigma-Aldrich Co. Ltd) como sustrato y se expresó como micromol PO₄³⁻ g suelo⁻¹ h⁻¹. La disponibilidad de N para los cultivos se analizó por la determinación de N inorgánico (N-NH₄⁺ y N-NO₃⁻), mediante la extracción de 10 g de suelo con KCl 2N. El N-NH₄⁺ y N-NO₃⁻ se determinaron por destilación con arrastre de vapor (Mulvaney, 1996) y los resultados se expresaron como kg de N ha⁻¹, utilizando la DA de cada sitio.

Los datos en todas las tablas y figuras se presentaron como medias. Las diferencias en los resultados afectados por los tratamientos fueron probados por análisis de la varianza (ANAVA). Se utilizó ANAVA triple (sitio, año y tratamiento) o doble (sitio y tratamiento) y en todos los casos se analizó la interacción entre factores. Cuando se detectó interacción se procedió a realizar ANAVA simple. Para la comparación de medias se utilizó el test de diferencias mínimas significativas de Fisher. También se realizó el análisis de correlación

de Pearson y regresiones simples para evaluar el grado de asociación entre variables. Para la comparación de rectas de regresión se realizó el análisis de covarianza (ANCOVA). Los análisis estadísticos se realizaron con el software Infostat (Di Rienzo *et al.*, 2013), salvo el ANCOVA, que se realizó mediante un software provisto por el Lic. Ricardo Camina (Departamento de Matemática, Universidad Nacional del Sur).

Resultados y Discusión

Humedad y Actividad microbiana

La presencia de residuos en superficie afectó la humedad del suelo en los primeros 20 cm del perfil en todos los sitios, años y momentos (Figura 20). Fernández *et al.* (2009) y Verhulst *et al.* (2011) ya han demostrado que en ambientes semiáridos la retención de humedad es uno de los principales beneficios de la cobertura del suelo por residuos, ya que reduce las pérdidas por escurrimiento y evaporación. Aunque el efecto de la cobertura varió entre años y momentos de muestreo, siempre la humedad en el tratamiento SC fue inferior a los otros tratamientos. El mayor efecto de la cobertura se observó en superficie, mientras que en subsuperficie el efecto fue de menor magnitud. En 0-10 se observó un aumento entre el 40 y 129% del agua disponible para los cultivos en CP respecto a SC, mientras con el agregado de cobertura se logró un contenido de agua disponible aun mayor, con valores entre 90 y 301% superior que en las parcelas SC. En 10-20 cm el aumento fue importante pero de menor magnitud, entre el 6 y 43%, respecto a SC.

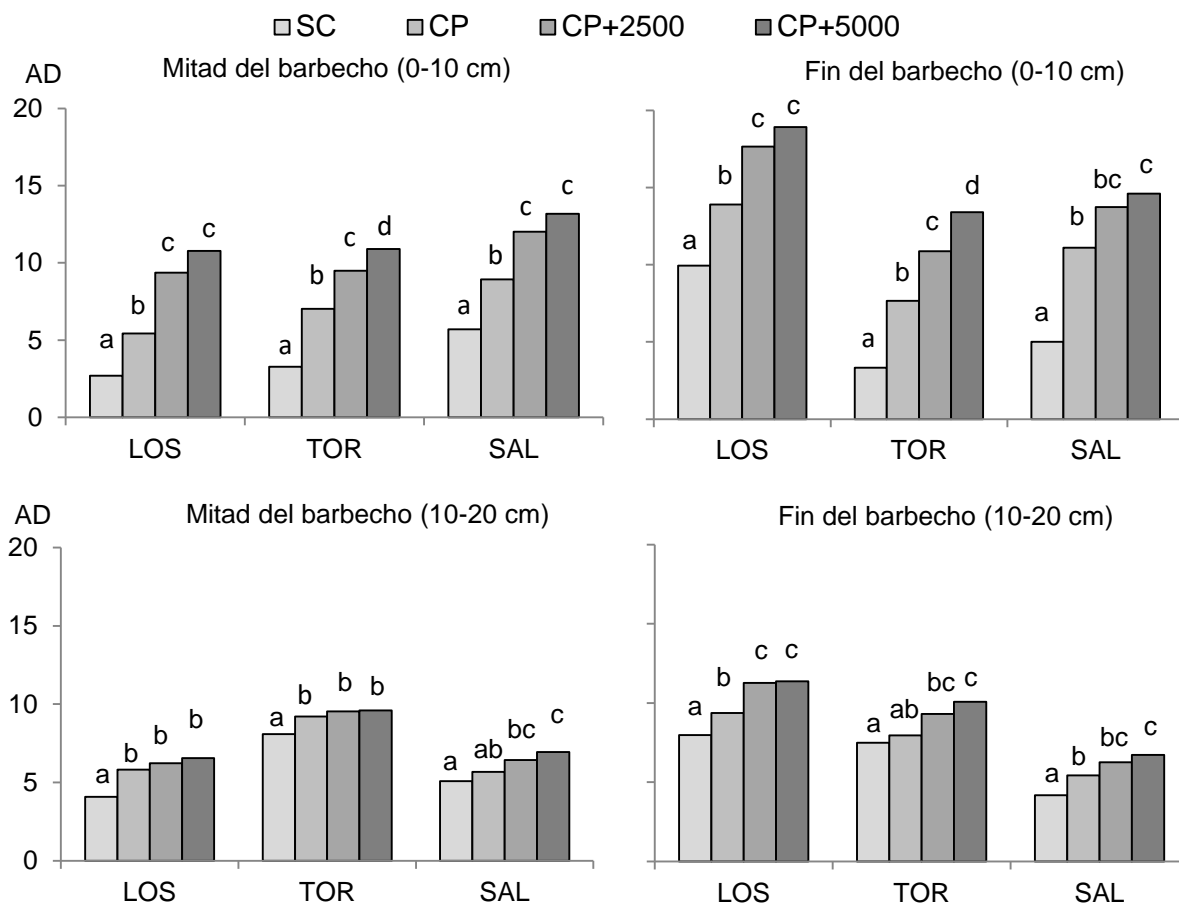


Figura 20. Agua disponible para el cultivo (AD, mm) en 0-10 cm y 10-20 cm, para cada sitio y momento de muestreo, según tratamiento.

SC: parcela sin residuos superficiales; CP: cobertura lograda por el manejo de siembra directa; CP+2500: CP con el agregado de 2500 kg ha⁻¹ de rastrojo; CP+5000: CP con el agregado de 5000 kg ha⁻¹ de rastrojo.

Letras minúsculas diferentes para cada sitio demuestran diferencias entre tratamientos (p<0,01).

En cuanto al agua disponible en los primeros 20 cm del perfil, la presencia de cobertura lograda por el productor significó un aumento de entre el 28 y 76 % de la humedad del suelo, observándose un efecto similar en los tres sitios. En esta profundidad el aumento del agua en el suelo en las parcelas con el agregado de cobertura fue un 122% superior respecto a SC. Este importante aumento de la humedad del suelo observado en las parcelas con mayor cantidad de residuos en superficie probablemente tenga consecuencias en la AM y el ciclado de la MO del suelo. Fernández *et al.* (2009) evaluando el efecto de los residuos superficiales en el barbecho de primavera observaron efectos de menor magnitud (33%) con coberturas similares a las utilizadas en este

estudio. Respecto a la similitud de efecto de la cobertura en suelos de diferente textura, Ji & Unger (2001) han establecido que el efecto de la cobertura sería independiente de la textura del suelo, dado que la evaporación de agua del suelo estaría determinada por la demanda atmosférica y no por la granulometría del suelo.

A pesar del importante efecto de la cobertura sobre el agua del suelo en 0-20 cm, la AM solo fue afectada en superficie (Figura 21). El ANAVA realizado para comparar la actividad de microorganismos en cada profundidad demostró que los tratamientos presentaron el mismo comportamiento para los diferentes sitios, años y momentos ($p=0,55$), por lo que los resultados se analizaron en conjunto, para cada tratamiento. En 10-20 cm no se observó efecto de los residuos superficiales sobre la AM. Sin embargo, en el año 2014 (año con las mayores precipitaciones) existió un efecto marginal de la cobertura sobre la AM ($p=0,055$).

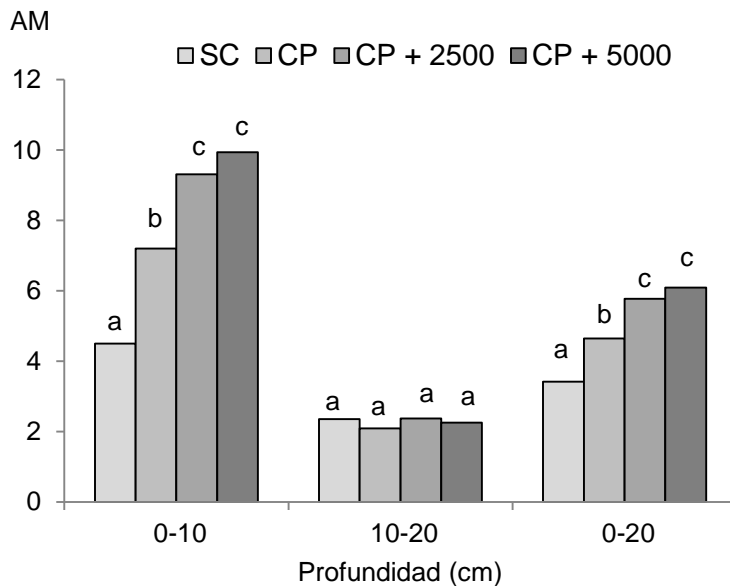


Figura 21. Actividad microbiana (AM, $\text{mg CO}_2 \text{ 100 g}^{-1} \text{ d}^{-1}$) para cada profundidad, según tratamiento.

SC: parcela sin residuos superficiales; CP: cobertura lograda por el manejo de siembra directa; CP+2500: CP con el agregado de 2500 kg ha^{-1} de rastrojo; CP+5000: CP con el agregado de 5000 kg ha^{-1} de rastrojo. Letras minúsculas diferentes para cada profundidad demuestran diferencias entre tratamientos ($p < 0,01$).

El tratamiento SC presentó la menor AM en 0-10 cm tanto durante el barbecho como al momento de la siembra, en los todos los sitios y años evaluados. En promedio, CP presentó un aumento del 60% de la AM en 0-10 cm respecto al suelo sin cobertura, mientras en las parcelas con el agregado de residuos la AM fue 114% mayor que en las parcelas SC. Se observó una relación significativa entre la cantidad de residuos en superficie y la AM ($p < 0,01$), en todos los sitios y momentos del barbecho evaluados (Figura 22). En los suelos estudiados, la cobertura del suelo tendría una gran influencia en la AM durante el barbecho, principalmente en superficie. En 0-10 cm sería posible aumentar la AM mediante el incremento de la cobertura del suelo. Salinas-García *et al.* (2002) y Roldán *et al.* (2003) han reportado el aumento de la biomasa microbiana en función de la cobertura del suelo, por lo que el aumento de la AM observado podría estar dado por una mayor biomasa de microorganismos.

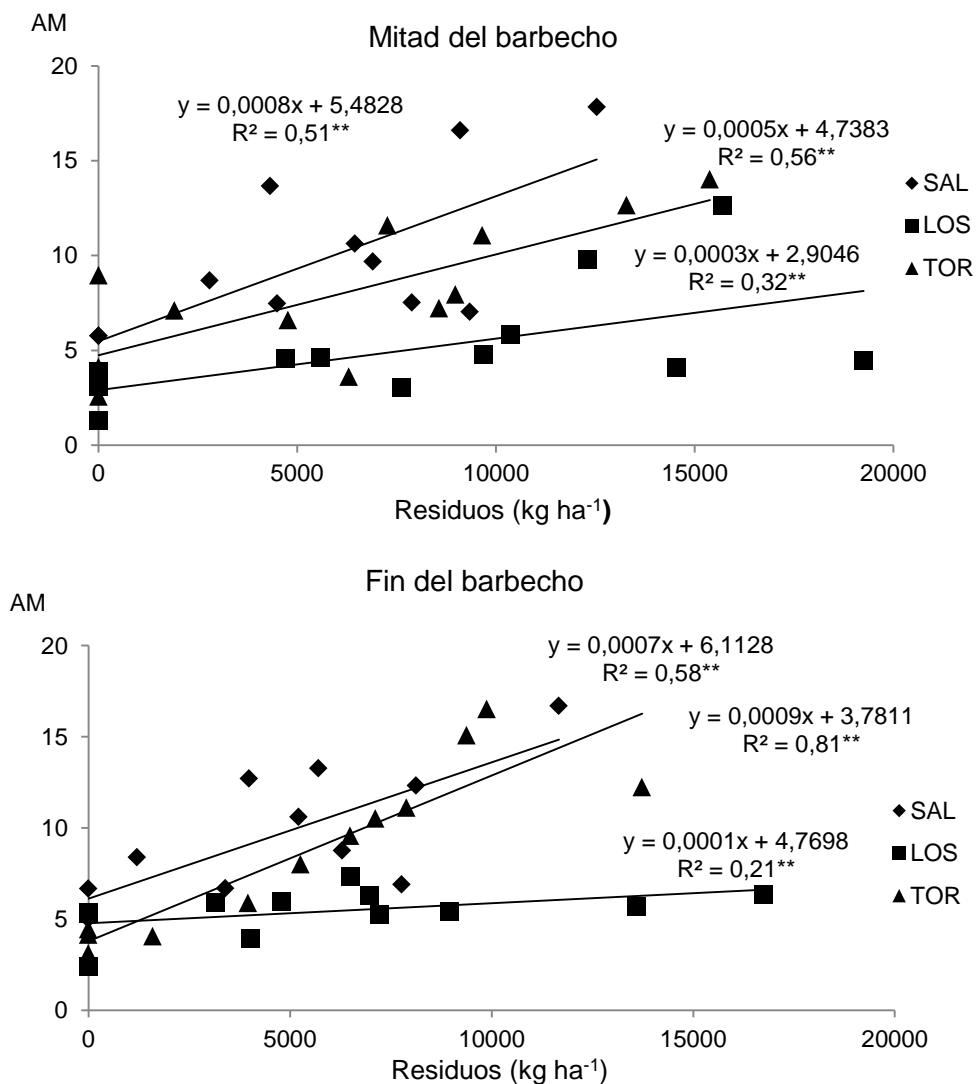


Figura 22. Relación entre la cantidad de residuos en superficie (kg ha⁻¹) y la actividad microbiana (AM, mg CO₂ 100 g suelo⁻¹ d⁻¹) para los diferentes sitios evaluados, los tres años en conjunto.

** Regresión significativa ($p < 0,01$).

Según las relaciones encontradas, en suelos con historia bajo SD, la cantidad de residuos superficiales explicaría en promedio el 50% de la variación de la AM en superficie (0-10 cm) en el período de barbecho. Este efecto sería importante durante todo el período de barbecho, llegando a explicar la cantidad de residuos el 81% de las variaciones de la AM. Debido a la mayor pendiente en los suelos SAL y TOR, es probable que el aumento de los residuos en superficie tuviera mayor efecto sobre la AM en suelos de textura más fina. Es destacable la diferencia en la AM entre los diferentes sitios, aún con la misma cantidad de

residuos en superficie. Por ejemplo, al fin de barbecho, con 10000 kg ha⁻¹ de residuos, la AM en SAL y TOR fue un 125% superior que en LOS. En las revisiones realizadas por Stockmann *et al.* (2013) y Paul (2016) se ha reportado las importantes variaciones en la tasa de pérdida de C en diferentes suelos bajo SD. El efecto diferencial de los residuos en superficie sobre la AM observado en los diferentes suelos, afectaría el ciclado del carbono orgánico del suelo (COS) y podría explicar las diferencias observadas en la acumulación de COS bajo SD en diferentes suelos de la misma región. A partir de lo observado en el Capítulo III y la Figura 22 sería posible establecer que la implementación de la SD y el aumento de la cobertura del suelo tendrían diferente impacto sobre el ciclado del COS, según el tipo de suelo.

Kuzyakov (2010) ha definido como “efecto *priming*” a la intensificación del ciclado de la MO por la estimulación de la AM por el agregado de algún sustrato. En este caso, el aumento de la AM por el agregado de residuos podría deberse a la mayor disponibilidad de sustrato para los microorganismos y/o al aumento de la humedad del suelo por el efecto de la cobertura. Debido a la estrecha relación encontrada entre la humedad del suelo y la AM (Figura 14, Capítulo III) y el importante efecto de la cobertura sobre la humedad del suelo (Figura 20), es probable que el mayor efecto de los residuos superficiales se deba al aumento de la humedad del suelo y no al aporte de C por los residuos. Recientemente, Mazzilli *et al.* (2014) han reportado el efecto *priming* producido por los residuos de maíz respecto a los de soja en la región pampeana central. Esta mayor velocidad de ciclado de los residuos de maíz podría estar influenciada por la mayor cobertura del suelo, que aumentaría la AM. Sin embargo, hasta la actualidad son escasos los estudios sobre el efecto *priming* de los residuos superficiales en suelos bajo SD (Mazzilli, 2015). Sería necesario ampliar los estudios para dilucidar cómo la cobertura del suelo puede aumentar el ciclado de la MO del suelo, afectando las pérdidas de C-CO₂ en suelos de diferente textura y como influiría sobre los balances de COS. Asimismo, debido al importante efecto de los residuos superficiales sobre la AM y sus implicancias para el ciclado de C, sería esperable un efecto sobre la disponibilidad de nutrientes para los cultivos.

La degradación de residuos superficiales durante el barbecho presentó importantes variaciones entre sitios y años (Tabla 17). Sin embargo, no existió efecto de la cantidad de residuos en superficie sobre la cantidad de residuos degradados durante el barbecho en

ningún año. Esta ausencia de diferencias en la degradación de residuos en parcelas con diferente cantidad de residuos podría deberse al hecho de que en regiones semiáridas solo la capa que está en contacto con el suelo está sujeta a descomposición (Thorburn *et al.*, 2001; Berkenkamp *et al.*, 2002; Coppens *et al.*, 2007).

Tabla 17. Degradación de residuos en superficie (kg ha^{-1}) durante el barbecho, para cada sitio y año.

Año	Sitio		
	LOS	SAL	TOR
2013	3083 bB	1866 aA	1395 aA
2014	1338 aA	1469 aA	5165 bC
2015	2264 abAB	1733 aA	2808 bB

Letras minúsculas en la fila muestran diferencias significativas entre lotes ($p < 0,01$). Letras mayúsculas en las columnas demuestran diferencias entre años ($p < 0,01$). LOS: Las Oscuras; SAL: Saldungaray; TOR: Tornquist.

Moinet *et al.* (2016) establecieron que la accesibilidad de los microorganismos al sustrato es la que regula la descomposición de los componentes orgánicos, por lo que la ausencia de diferencias en la cantidad de residuo degradado en parcelas con diferentes cantidades de rastrojos podría deberse a la accesibilidad de los residuos en superficie. Es destacable que el sitio SAL, donde se observó la mayor AM durante el barbecho, no presentó la mayor degradación de residuos en superficie. Además, no se observó relación entre la AM en superficie y la degradación de residuos para ningún año ni sitio. Al respecto, Coppens *et al.* (2007) establecieron que la velocidad de descomposición de los residuos en superficie estaría determinada por el contenido de humedad de los residuos y que los otros factores (contacto residuo-suelo, disponibilidad de N o AM) serían de menor importancia. En ninguna situación se observó una descomposición total de los residuos durante el barbecho, quedando un remanente de cobertura al fin de barbecho. Esto podría estar explicado por la baja calidad del residuo y por el limitado contacto entre el residuo y el suelo, que generalmente resulta en una menor tasa de descomposición de los residuos en superficie que los residuos incorporados (Magid *et al.*, 2006; Coppens *et al.*, 2007). Es destacable la gran descomposición de residuos en el año 2014 en TOR, probablemente relacionado con el alto aporte del cultivo del año anterior (Tabla 14). Estas significativas variaciones en la degradación de residuos entre sitios y años tendrían importantes consecuencias en la cobertura del suelo, las pérdidas de COS y la disponibilidad de

nutrientes. Sería necesario profundizar los estudios en condiciones de campo, para poder establecer los factores que determinan estas variaciones y evaluar su efecto en el ciclado del COS.

Nitrógeno

Al final del barbecho se observó gran variabilidad en la disponibilidad de N en 0-20 cm entre sitios y años. Dichas variaciones ocurrieron en ambas profundidades evaluadas, 0-10 y 10-20 cm (Figura 23). Los años con mayores precipitaciones durante los meses de fin de barbecho (mayo y junio) fueron los de menor cantidad de N inorgánico en todos los sitios analizados. Al respecto, Martínez (2015) ya ha reportado las importantes variaciones de la disponibilidad de N en diferentes años para diferentes suelos del SOB, atribuyendo las mismas a la variación de la cantidad y distribución de las precipitaciones.

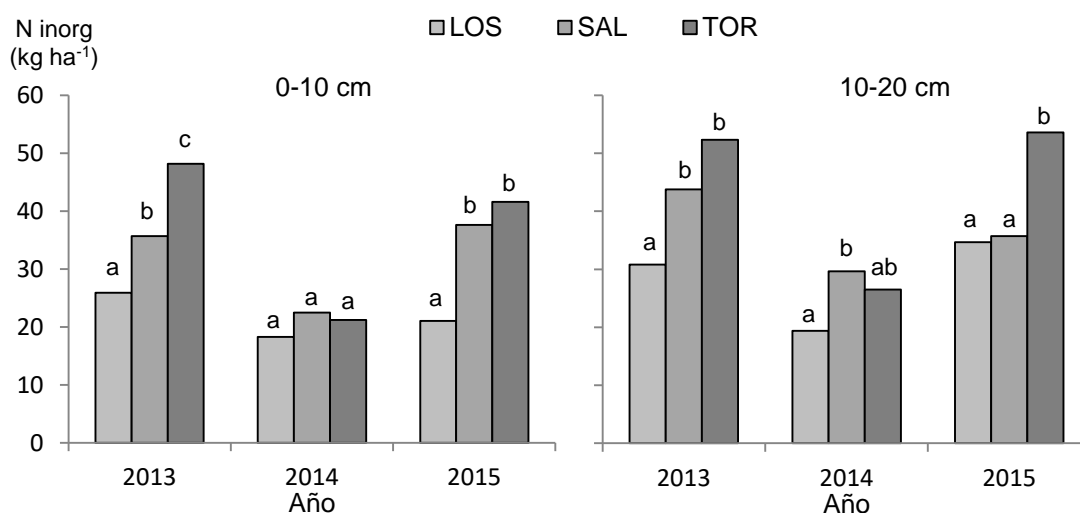


Figura 23. Disponibilidad de N (N inorg., $\text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^-$), para cada sitio y profundidad, según año, al fin del barbecho.

Letras minúsculas para cada año demuestran diferencias significativas entre sitios ($p < 0,05$).

En todos los años se observaron altos valores de N inorgánico para los diferentes sitios. El contenido elevado de N inorgánico en 0-20 cm es una característica de suelos bajo SD, debido al aumento del contenido de MO en la capa superficial del suelo (Mikha *et al.*, 2006; Melero *et al.*, 2009; López-Bellido *et al.*, 2010), como resultado de la acumulación de residuos en superficie (Ferreira Oliveira *et al.*, 2013; Martínez 2015). Galantini *et al.*

(2000) reportaron el aumento del N lábil en la capa superficial del suelo en un Haplustol entico de la región semiárida pampeana bajo SD, debido a los residuos en superficie. Este aumento del pool lábil de N explicaría la alta disponibilidad de N inorgánico en superficie en suelos bajo SD (Mikha *et al.*, 2006; Sharifi *et al.*, 2008; Wyngaard *et al.*, 2012).

A pesar que el N inorgánico presentó importantes variaciones entre años y entre sitios, el efecto de la cobertura sobre la disponibilidad de N fue similar para los diferentes sitios en cada año. Al igual que con la AM, la cantidad de residuos superficiales solo modificó la disponibilidad de N en 0-10 cm, sin observarse efecto en subsuperficie (Figura 24). En contraposición a lo esperado, se observó un aumento del N inorgánico en superficie en las parcelas con mayor cantidad de residuos, en todos los sitios y años. Coincidiendo con Fernandez *et al.* (2009), a pesar del aumento de la AM en las parcelas con mayor cantidad de residuos en superficie, en ningún año se observó inmovilización de N. Dado que no se detectó interacción sitio*tratamiento, se presentaron los resultados promedios para cada tratamiento, en cada año. A partir del análisis de N-NO_3^- y N-NH_4^+ por separado se pudo determinar que el aumento del N inorgánico en las parcelas con mayor cobertura estuvo dado por un aumento del N-NH_4^+ ($p < 0,01$), mientras no se observó efecto de los residuos sobre la cantidad de N-NO_3^- ($p > 0,14$). Fernández *et al.* (2009) tampoco observaron efecto de diferentes cantidades de residuos superficiales sobre el contenido de N-NO_3^- , en Haplustoles del oeste de la región pampeana.

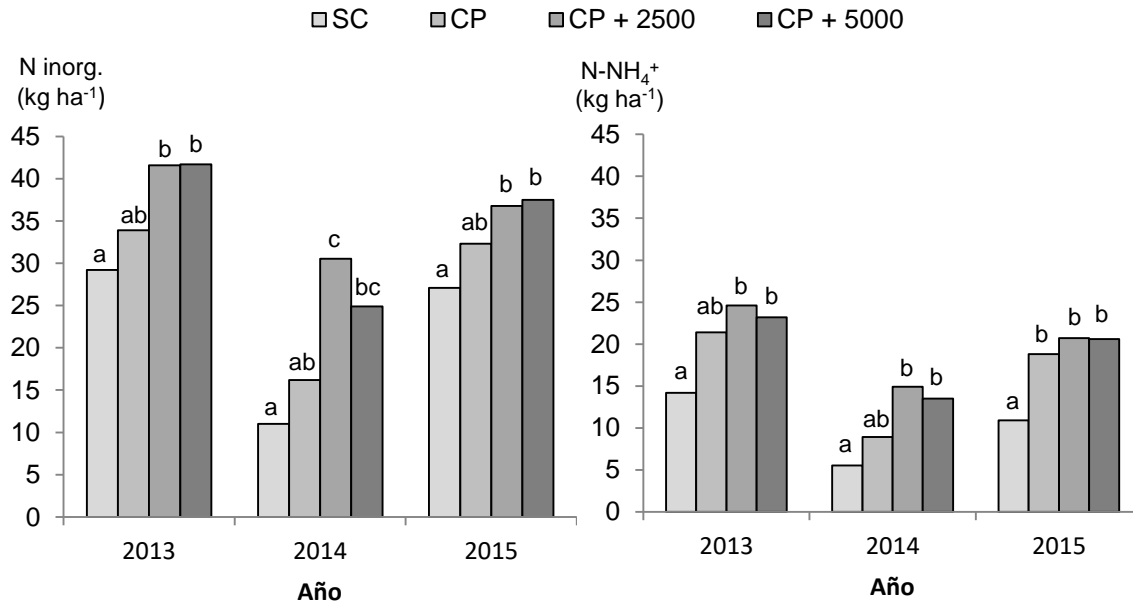


Figura 24. N inorgánico (N inorg., N-NH₄⁺ + N-NO₃⁻) y N-NH₄⁺, en 0-10 cm, para cada tratamiento, según año.

SC: parcela sin residuos superficiales; CP: cobertura lograda por el manejo de siembra directa; CP+2500: CP con el agregado de 2500 kg ha⁻¹ de rastrojo; CP+5000: CP con el agregado de 5000 kg ha⁻¹ de rastrojo.

Letras minúsculas para cada año demuestran diferencias significativas entre tratamientos ($p < 0,05$).

En todos los casos evaluados las parcelas sin cobertura fueron las que presentaron la menor cantidad de N inorgánico. El aumento de la concentración de N inorgánico y N-NH₄⁺ en las parcelas con mayor cobertura estaría relacionado a que los residuos superficiales generarían condiciones favorables para la AM durante épocas secas, aumentando así la mineralización de la MO durante el barbecho (Doran, 1987; Sharifi *et al.*, 2008; van Donk *et al.*, 2010; Moreno-Cornejo *et al.*, 2014). La acumulación de NH₄⁺ en suelos bajo SD ya ha sido reportada por Álvarez (2007), resultado del aumento de la humedad del suelo por la cobertura y afectado por la disminución de la porosidad de aireación en suelos bajo SD, aspecto evaluado en el Capítulo II. Es destacable que en ningún año y sitio se observó inmovilización de N por el aumento de la cantidad de residuos en superficie. Según Coppens *et al.* (2007) y Findeling *et al.* (2007) la ausencia de inmovilización de N en suelos de regiones semiáridas bajo SD se debería a que la limitación por agua sería más importante que la limitación por N en la degradación de residuos en superficie. De esta manera, el efecto de la cobertura del suelo sobre la

dinámica del agua sería de mayor importancia que la disponibilidad de N y en superficie, el N no sería limitante de la AM. Asimismo, coincidiendo con Coppens *et al.* (2006), la estrecha relación entre la AM y el contenido de humedad en 0-10 cm (Figura 14) sugeriría que la principal limitante de la AM sería la humedad del suelo y no la disponibilidad de N. Según Magid *et al.* (2006), la inmovilización de N por microorganismos solo sería importante cuando los residuos son incorporados y no cuando permanecen en superficie. Al respecto, Bono (2010) en suelos de la región subhúmeda-semiárida pampeana tampoco detectó inmovilización de N en suelos bajo SD, a pesar que la liberación de N de los residuos fue más rápida cuando los mismos se incorporaron.

Fósforo

Al igual que con el N inorgánico, la APA resultó ser una propiedad muy variable ya que se observaron diferencias entre sitios, profundidades y momentos de muestreo (Tabla 18). Las diferencias entre sitios se observaron en las dos profundidades y en ambos momentos. En 0-10 cm se observó interacción sitio*momento ($p < 0,01$) demostrando que las variaciones temporales de la APA para cada sitio no se comportarían de la misma manera. En esta profundidad, la mayor APA durante el barbecho se observó en TOR, mientras que al fin del barbecho LOS y SAL presentaron mayores valores de APA. En subsuperficie, en cambio, se observaron importantes diferencias entre sitios, siendo en todos los casos $LOS > SAL > TOR$.

Tabla 18. Actividad de la enzima fosfatasa ácida (APA, $\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ h}^{-1} \text{ g suelo}^{-1}$) en los tres sitios evaluados, para cada profundidad.

Profundidad	Momento	APA ($\mu\text{mol PO}_4^{3-} \text{ h}^{-1} \text{ g suelo}^{-1}$)		
		LOS	SAL	TOR
0-10	Mitad	90,7 aB	97,7 aB	121,6 bB
	Fin	79,3 bA	78,3 bA	61,4 aA
10-20	Mitad	91,9 cB	74,9 bB	70,4 aB
	Fin	54,8 cA	46,8 bA	40,4 aA
0-20	Mitad	91,3 abB	86,3 aB	96,0 bB
	Fin	67,0 cA	62,5 bA	50,9 aA

Letras minúsculas en la fila muestran diferencias significativas entre lotes ($p < 0,01$). Letras mayúsculas para cada profundidad y sitio demuestran diferencias entre momentos ($p < 0,01$).

En todos los sitios y para ambas profundidades la APA fue mayor a la mitad que al final del barbecho ($p < 0,01$). Sin embargo, la disminución de la APA al fin del barbecho no fue de igual magnitud en los diferentes sitios y profundidades. En 0-10 cm la disminución de la APA al final del barbecho fue del 29, 28 y 50 %, en LOS, SAL y TOR, respectivamente. En cambio, en subsuperficie se observó un descenso del 40% de la APA al fin del barbecho, en todos los sitios. Dada la influencia de la APA en el ciclado del P y la gran variabilidad observada entre sitios, momentos y profundidades, sería importante tener en cuenta la actividad de esta enzima cuando se requiere evaluar la disponibilidad de P. Al respecto, varios autores (e. g. Dodd & Mallarino, 2005; Heckman *et al.*, 2006) han establecido que solo con la determinación de Pe no sería suficiente para una buena evaluación de la disponibilidad de P para los cultivos.

En todos los sitios y momentos evaluados la cantidad de residuos en superficie afectó significativamente a la APA en 0-10 cm. Al igual que con la AM y el N inorgánico, el efecto de la cobertura del suelo sobre la APA se observó solo en los primeros 10 cm del perfil ($p < 0,01$), sin detectarse efecto en 10-20 cm. El aumento de la APA por los residuos en superficie (0-10 cm) no presentó interacción sitio*tratamiento ($p > 0,15$) por lo que el efecto de los residuos sobre la actividad de esta enzima sería similar en los diferentes sitios evaluados.

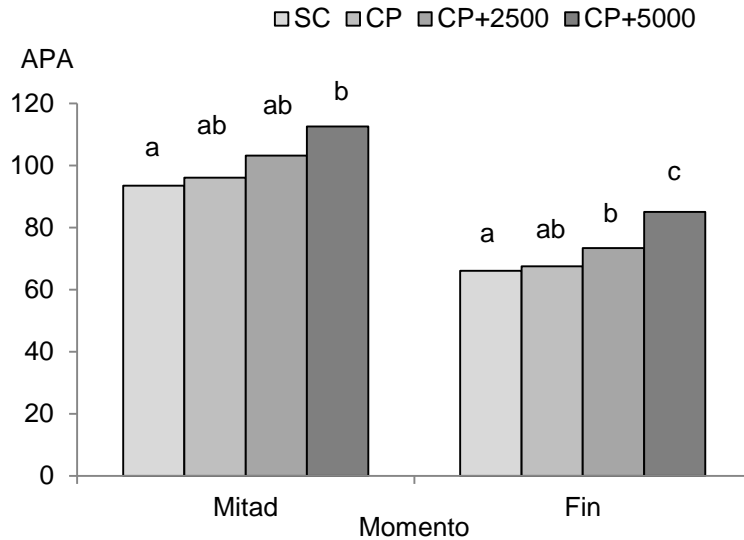


Figura 25. Actividad de la enzima fosfatasa ácida (APA, micromol $\text{PO}_4^{3-} \text{ h}^{-1} \text{ g suelo}^{-1}$) en 0-10 cm, según tratamiento, en los dos momentos estudiados.

SC: parcela sin residuos superficiales; CP: cobertura lograda por el manejo de siembra directa; CP+2500: CP con el agregado de 2500 kg ha^{-1} de rastrojo; CP+5000: CP con el agregado de 5000 kg ha^{-1} de rastrojo.

Letras minúsculas para cada momento muestran diferencias significativas entre tratamientos ($p < 0,01$).

Hu *et al.* (2012) han observado una tendencia a mayor actividad enzimática en parcelas con cobertura en comparación con parcelas descubiertas. En el presente estudio, las diferencias más importantes se observaron entre las parcelas con mayor cantidad de residuos (CP+5000), respecto a las parcelas sin cobertura. El efecto de los residuos superficiales sobre la APA solo en 0-10 cm probablemente esté relacionado al hecho de que las fosfatasas producidas durante barbecho derivan mayormente de los microorganismos del suelo (Tabatabai, 1994; Santruckova *et al.*, 2004; Wei *et al.*, 2014) y solo se observó efecto de los residuos superficiales sobre la AM en 0-10 cm.

Debido al aumento de la APA en los tratamientos con mayor cobertura del suelo, se procedió a analizar la relación entre la cantidad de residuos en superficie y la APA, para los dos momentos, en los tres sitios (Figura 26). El análisis de covarianza demostró que durante el barbecho las rectas son coincidentes por lo que el aumento de la cantidad de residuos en superficie afectaría de forma similar la APA en los tres sitios. En este período, la cantidad de residuos en superficie explicaría más de la mitad (54%) de las variaciones en la actividad de esta enzima. Al finalizar el barbecho, la relación entre residuos en

superficie y APA solo fue significativa en SAL y TOR, explicando la cantidad de residuos el 52 y 72 % de las variaciones de la APA, respectivamente.

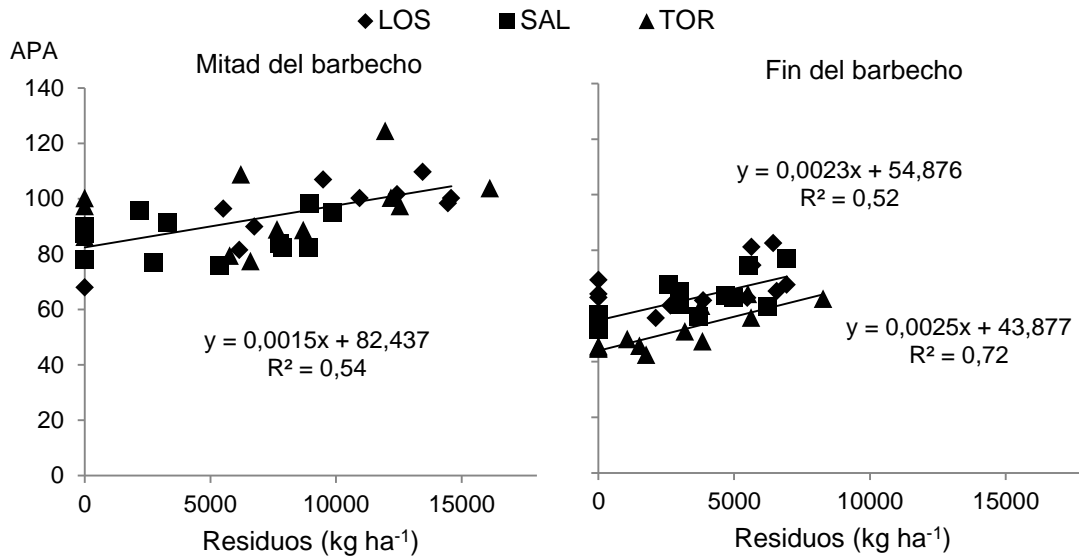


Figura 26. Relación entre residuos en superficie (kg ha⁻¹) y la actividad de la enzima fosfatasa ácida (APA, micromol PO₄³⁻ h⁻¹ g suelo⁻¹), en los dos momentos estudiados: mitad de barbecho y fin de barbecho.

La relación entre los residuos en superficie y la APA permitieron confirmar que la cobertura del suelo tendría un efecto importante sobre la actividad enzimática del suelo. Dada la relación entre la APA y la disponibilidad de P para los cultivos, la mayor APA observada en las parcelas con mayor cobertura al fin del barbecho podría significar una mejor provisión de P para los cultivos durante el ciclo. Cabe destacar que la mayor APA se logró en las parcelas con el agregado de residuos, donde la cobertura del suelo era superior al 30%. De esta manera, para promover la disponibilidad de P, debería lograrse una gran acumulación de residuos en superficie. Sin embargo, ya se ha demostrado la dificultad para lograr estos niveles de cobertura del suelo en la región semiárida del SOB (Capítulo I).

La disponibilidad de P a la siembra del trigo en los primeros 20 cm del perfil también fue afectada por la cantidad de residuos superficiales durante el barbecho (Tabla 19). Al igual que con la AM y la APA, el mayor efecto estuvo en los primeros 10 cm, sin observarse

efecto en la profundidad 10-20 cm ($p=0,13$). Si bien las parcelas con mayor cobertura siempre presentaron una tendencia a mayor contenido de P extraíble, el efecto de la cobertura no fue igual para todos los años evaluados. Debido a que no se observó interacción sitio*tratamiento se presentan los resultados para cada tratamiento, según año.

Tabla 19. Fósforo extraíble (Pe) al fin del barbecho, para cada año, según tratamiento.

Prof. (cm)	Año	Pe (mg kg ⁻¹)			
		SC	CP	CP + 2500	CP + 5000
0-10	2013	26,5 a	29,3 ab	32,9 ab	35,9 b
	2014	32,3 a	44,6 b	42,4 b	40,4 b
	2015	23,9 a	26,5 a	27,0 a	32,8 b
0-20	2013	15,2 a	16,6 ab	19,2 ab	20,3 b
	2014	18,7 a	25,5 b	24,2 b	23,3 b
	2015	13,4 a	14,5 a	14,9 a	18,2 b

SC: parcela sin residuos superficiales; CP: cobertura lograda por el manejo de siembra directa; CP+2500: CP con el agregado de 2500 kg ha⁻¹ de rastrojo; CP+5000: CP con el agregado de 5000 kg ha⁻¹ de rastrojo.

Letras minúsculas en la fila muestran diferencias significativas entre tratamientos ($p<0,01$).

La parcela con mayor cantidad de residuos (CP+5000) siempre tuvo mayores valores de P extraíble que la parcela sin residuos. Esta diferencia en la disponibilidad de P fue un 32% mayor para los tres años, en promedio. En el año 2014 todas las parcelas con cobertura se diferenciaron de la parcela sin residuos, con un 31,5% más Pe, sin diferencias significativas entre los diferentes niveles de cobertura.

Damon *et al.* (2014) establecieron tres factores que determinan la disponibilidad del P proveniente de los rastrojos: la calidad de los residuos, la AM y las reacciones de adsorción del P mineral en el suelo. En cuanto a la calidad, el P será mineralizado o inmovilizado si su concentración en los residuos es mayor o menor que 0,3%, respectivamente. En el caso de los residuos de trigo analizados, presentaron una muy baja concentración de P total (0,02%) lo que podría causar inmovilización. Sin embargo, no se observó disminución del Pe en las parcelas con residuos para ninguno de los años y sitios evaluados, lo que podría estar relacionado con la baja descomposición de los

residuos cuando estos permanecen en superficie. Asimismo, el aporte de P de los residuos de cereales sería muy limitado dada su baja concentración de P y la baja proporción de P soluble de los rastrojos (Kwabiah *et al.*, 2003; Noack *et al.*, 2012; Damon *et al.*, 2014). De esta manera, el aumento de la cantidad de Pe en las parcelas con mayor cantidad de residuos probablemente esté dado por el incremento de la AM y la APA, más que por el aporte de P de los residuos. Lo mismo podemos concluir si analizamos la cantidad de P que involucra el aumento del Pe de $8,8 \text{ mg kg}^{-1}$, en promedio, en las parcelas CP+5000. El aporte de P por la degradación de los residuos (Tabla 17) no podría provocar dicho aumento, por lo que el mayor Pe se debería al aumento de la disponibilidad del P edáfico. Hu *et al.* (2012), mediante ensayos con cobertura plástica del suelo, ya han demostrado que la cobertura del suelo en regiones semiáridas sería beneficiosa para promover la disponibilidad del P edáfico. De esta manera, si bien el bajo contenido de P de los residuos podría causar inmovilización de P, el aumento de la AM y de la APA por la mayor cantidad de residuos provocaría un aumento de la disponibilidad del P para los cultivos. Galantini *et al.* (2005) han determinado que en suelos de la región semiárida pampeana la mayor parte del Pe provendría del P orgánico de las fracciones más gruesas de la MO ($> 105 \mu\text{m}$). Probablemente el aumento de la AM por la presencia de residuos en superficie produzca un aumento de la mineralización del P de la MOPg, dada la relación entre la AM y el COPg observada en el Capítulo III. Recientemente, Dodd & Sharpley (2015) establecieron que el aumento de la AM podría contribuir a una mayor disponibilidad de P para los cultivos a partir del ciclado de P por la biomasa microbiana. De esta manera, la cobertura por rastrojos actuaría promoviendo la AM y la APA por la mayor humedad del suelo, lo que aumentaría la disponibilidad de P. La mayor APA en las parcelas con mayor cobertura aumentaría la mineralización de P de formas orgánicas no asimilables a asimilables, promoviendo la disponibilidad de P para los cultivos.

En cuanto a la adsorción, cuando un exceso de Pe en el suelo no es utilizado por las plantas o microorganismos este es adsorbido por la fracción mineral del suelo (Olander & Vitousek, 2005). Estos autores han demostrado que en suelos con la AM inhibida ocurre una gran adsorción del Pe. De esta manera en las parcelas con menor cobertura, que presentaron la menor AM, es probable que aumente la adsorción de P durante el barbecho, lo que disminuiría su disponibilidad. Según Nash *et al.* (2014) el desafío en estos casos es que la demanda de P por el cultivo coincida con la mayor disponibilidad de P en el suelo, para evitar la disminución del Pe.

Actualmente existe gran interés por dilucidar la relación entre la actividad enzimática del suelo y la disponibilidad de nutrientes. Sin embargo, son escasos los trabajos que evalúan la relación entre la APA y el Pe y se conoce poco acerca de sus implicancias para la disponibilidad de P para los cultivos (Faucon *et al.*, 2015; Wei *et al.*, 2014). Algunos autores han encontrado relaciones negativas entre la APA y el Pe (Spohn *et al.*, 2015), mientras que otros autores no han encontrado relación entre ambas variables (Ratliff *et al.*, 2015). En los ensayos realizados no se observó correlación entre la APA y el Pe en LOS y TOR, mientras en SAL se observó una correlación positiva ($p < 0,01$). Según Ratliff & Fisk (2015) la ausencia de correlación positiva entre la APA y Pe establecería que los sustratos orgánicos limitan la disponibilidad de P. De esta manera, en las parcelas con mayor cobertura en LOS y TOR probablemente exista una limitante en el sustrato orgánico que limita el Pe. En estas situaciones de mayor contenido de residuos sería posible aumentar el Pe mediante el aumento del P en la fracción orgánica del suelo (Suñer, 2015). Sin embargo, teniendo en cuenta las importantes variaciones en la APA observadas entre sitios y años y la relación con los residuos, sería interesante profundizar las investigaciones para dilucidar las causas de su variación y cuál es su relación con la disponibilidad de P para los cultivos. El mayor conocimiento de estas relaciones permitiría un manejo más eficiente del P edáfico así como la disminución de la necesidad de uso de fertilizantes.

Conclusiones

La cantidad de residuos en superficie afectaría de forma importante la humedad del suelo en 0-20 cm y la AM en 0-10 cm. En suelos con historia bajo SD, sería posible el aumento de ambos factores con el aumento de la cantidad de residuos superficiales. Este incremento de la AM durante el barbecho por la presencia de residuos, de entre el 60 y 114%, implicaría grandes cambios en la mineralización de la MO. Sería interesante determinar si el aumento de la AM se debe al mayor aporte de sustrato para el desarrollo de microorganismos o a las mejores condiciones (e. g. mayor humedad edáfica). La variación de la AM por la presencia de residuos en superficie también provocaría cambios en las pérdidas de C-CO₂ en el barbecho químico estivo otoñal. Sería necesaria la evaluación de como la mayor cobertura del suelo durante el barbecho químico afectaría las pérdidas de C-CO₂ en diferentes suelos bajo SD de la región. Esta determinación ayudaría a dilucidar las importantes variaciones en las emisiones de C-CO₂ por actividad de microorganismos heterótrofos y su efecto sobre los balances de C en suelos bajo SD. La degradación de residuos durante el barbecho estivo-otoñal presentó importantes variaciones entre sitios y años y no se relacionó con la AM de los sitios. Probablemente la degradación de los rastrojos esté definida por otros factores. Sería importante determinar qué factores influyen la degradación de rastrojos, para un mejor manejo de los residuos de los cultivos.

Los residuos en superficie afectaron la disponibilidad de N y P para los cultivos. En contraposición a lo esperado, la presencia de residuos en superficie no provocó inmovilización de N. La mayor cantidad de residuos provocó un aumento del N inorgánico en superficie, en todos los años y sitios, lo que aumentaría la disponibilidad de N para los cultivos. Este aumento del N inorgánico estaría dado por el aumento de la concentración N-NH₄⁺, posiblemente relacionado con el aumento de la humedad del suelo y la mayor AM. En cuanto al P, la presencia de residuos en superficie afectó la APA. El aumento de la APA por los residuos superficiales permitiría mejorar el ciclado del P lo que tendría un efecto positivo en la disponibilidad de P para los cultivos. En las parcelas con mayor cobertura fue posible observar una mayor disponibilidad de P para los cultivos al momento de la siembra. Esta mayor disponibilidad de P no provendría del aporte de los residuos, sino de una mayor mineralización del P edáfico, afectado por la mayor actividad microbiana y enzimática. Respecto a la cantidad de residuos en superficie, sería

necesario el aumento de la cantidad de residuos en superficie para promover un incremento de la APA. De esta manera, aunque en agricultura de conservación se propone un 30 % de cobertura del suelo, para influenciar el ciclado de P el porcentaje de cobertura del suelo debería ser superior.

Tanto para la disponibilidad de N como de P, los residuos tendrían un efecto indirecto a través del aumento de la AM y mejores condiciones durante el barbecho. De esta manera es importante resaltar el rol de los residuos como promotores de la AM y la actividad enzimática del suelo. A pesar que en la actualidad la selección de variedades de trigo tendió al aumento del índice de cosecha y disminuir la materia seca remanente, la utilización de cultivares que generen mayor cantidad de rastrojos podría ayudar al aumento de la AM en suelos del SOB bajo SD. Este aumento de la AM podría influenciar la disponibilidad de N y P, disminuyendo la necesidad de uso de fertilizantes. Sin embargo, sería necesaria la adecuación de las rotaciones para el mantenimiento de niveles adecuados de cobertura del suelo, que permitan aumentar la disponibilidad de nutrientes bajo este sistema de producción. Asimismo, bajo este escenario de aumento de los residuos superficiales sería necesario evaluar como el aumento de la cobertura durante el barbecho químico podría afectar las pérdidas de C-CO₂, por el aumento de la actividad de microorganismos heterótrofos.

Capítulo V

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

El conjunto de estudios realizados permitieron un mayor conocimiento del funcionamiento de los sistemas bajo SD en el SOB, que presentaría importantes diferencias respecto a la región pampeana central. Si bien la SD ha significado un importante avance en las prácticas de conservación del suelo, actualmente existen gran cantidad de factores que sería necesario tener en cuenta para su adecuada implementación. Debido a la variabilidad edáfica y de manejos dentro de la región, la SD en el SOB podría tener diferentes efectos sobre el suelo. Sin embargo, a partir de los datos generados y su complementación con trabajos recientes de otros autores, fue posible la evaluación del estado actual de los sistemas bajo SD en algunas situaciones representativas de la región. Los resultados obtenidos permitieron aceptar o rechazar las hipótesis planteadas, que se detallan a continuación. Además, se procedió a realizar algunas propuestas de prácticas de manejo del recurso suelo, tendientes a mejorar el uso del mismo.

Capítulo I

“En suelos del SOB bajo SD la cobertura del suelo no es la adecuada, debido a la manera que se implementó la SD en la región, con bajos aportes de materia seca por los cultivos y ausencia de rotaciones.”

A partir de la evaluación de 123 lotes agrícolas bajo SD se encontraron grandes variaciones en la acumulación de residuos en superficie y cobertura del suelo. La mayoría de los lotes no cumplieron con los requisitos de la agricultura de conservación, debido a la insuficiente cobertura del suelo y la escasez de rotaciones. El cultivo antecesor tiene gran influencia tanto en la cantidad de residuos como en la cobertura del suelo. Si consideramos el límite de 30% de cobertura establecido para la agricultura de conservación, el manejo actual de la SD en la región, con predominancia de monocultivo de cereales de invierno, no aseguraría el cumplimiento de dicho límite en la mayoría de los casos (53,6%). Del mismo modo, los cultivos estivales (girasol y soja), aunque son de baja frecuencia en la región, tampoco proporcionarían una adecuada cobertura del suelo. En este caso sería importante la cobertura del suelo por vegetación espontánea, para evitar que la superficie del suelo quede expuesta.

Las diferencias encontradas en la presencia de residuos en superficie para diferentes situaciones bajo SD implicarían importantes cambios en la interfase suelo-atmósfera.

Dada su importancia, las variaciones en la cobertura del suelo y cantidad de residuos probablemente afecten varias propiedades edáficas, relacionadas con el ciclado de la MO y la disponibilidad de nutrientes para los cultivos. De esta manera, la variación de la cobertura del suelo podría provocar diferentes resultados en la implementación de la SD y sus efectos a largo plazo. En investigaciones que evalúen el efecto del manejo bajo SD es necesario especificar el estado de la cobertura del suelo así como la cantidad de residuos en superficie. A partir de la metodología de muestreo de residuos superficiales y evaluación de la cobertura desarrollada en el Capítulo I, es posible simplificar esta medición.

Para la adecuada aplicación de la SD en el SOB es necesario el estudio de nuevas sucesiones, consociaciones o rotaciones de cultivos que permitan aumentar la cobertura del suelo. Para el desarrollo de verdaderas rotaciones es imprescindible la inclusión de pasturas perennes, que actualmente representan una muy baja superficie en el SOB. Asimismo, la intensificación de las rotaciones, con el fin de acortar los períodos de barbecho y aumentar el aporte de residuos, también podría ser una alternativa válida para el aumento de la cobertura del suelo. Respecto a este punto, sería interesante el estudio de la inclusión de nuevos cultivos así como nuevas sucesiones o sistemas de producción, que permitan una adecuada aplicación de la agricultura de conservación en el SOB.

Capítulo II

“La calidad física de los suelos del SOB estaría influenciada por la distribución de las fracciones granulométricas y los suelos bajo SD tendrían una adecuada fertilidad física debido a la no remoción del suelo.”

La producción agropecuaria en los suelos de la región ha producido cambios en las relaciones entre los componentes edáficos y los atributos físicos del suelo. Las relaciones entre diferentes propiedades físicas del suelo presentaron variaciones entre los suelos agrícolas y los ambientes cuasi prístinos. Mientras en los AN no existiría relación entre la DA y los MP, en los AG el aumento de la DA estaría asociado a una disminución de los MP. Asimismo, mientras en los AN el aumento de las arenas gruesas significaría un aumento de la aireación del suelo, en los AG no existiría tal relación. Estos cambios implicarían importantes alteraciones de la fertilidad física de los suelos y afectarían el funcionamiento del mismo.

En la actualidad, en la mayoría de los suelos con historia bajo SD de la región existen limitaciones físicas para el desarrollo radical de los cultivos. Las mayores limitaciones se deben a la baja macroporosidad (poros $>30\ \mu\text{m}$) en subsuperficie (10-20 cm), que causaría problemas para el desarrollo de las raíces y la aireación del suelo. En los AN también se observaron valores de macroporosidad cercanos a los límites críticos, por lo que la baja macroporosidad estaría influenciada por el material parental de los suelos de la región, con alta proporción de limo y arena. La baja macroporosidad en subsuperficie no es posible atribuirla al manejo bajo SD, ya que podría provenir del manejo anterior del suelo, bajo labranza. Sin embargo, la forma como se ha implementado la SD en la región no fue capaz de revertir la inadecuada fertilidad física en subsuperficie. La dificultad para la mejora de las propiedades físicas podría estar influenciada por la textura de los suelos de la región y la baja resiliencia estructural.

Para el mejoramiento de la fertilidad física de estos suelos sería necesaria la recuperación de la macroporosidad. Dicho incremento se lograría a partir de la mejora de la estructura del suelo y regeneración de porosidad biológica. Estos bioporos serían formados tanto por las raíces como por los organismos del suelo, por lo que cualquier práctica que aumente el aporte de raíces en subsuperficie o la actividad de microorganismos ayudaría a contrarrestar los efectos negativos de la baja macroporosidad. Respecto a la recuperación de macroporosidad por la labranza del suelo, numerosos estudios reportaron la baja eficiencia de estas prácticas, así como la corta duración de sus efectos.

Capítulo III

“Diferentes suelos del SOB bajo SD presentarían variaciones en la respiración del suelo (RS). Probablemente dichas diferencias estarían relacionadas con las fracciones lábiles del C, que servirían como sustrato para los microorganismos heterótrofos.”

Los diferentes suelos evaluados, con historia bajo SD, presentaron variaciones en la RS, en ambas profundidades. En superficie (0-10 cm) las fracciones más gruesas del COS (COPg) y el contenido de humedad del suelo explicaron la mayor parte de las variaciones de la RS. En cambio, en subsuperficie (10-20 cm), la RS se relacionó con la calidad de las fracciones más lábiles de la MO (N-MOP). Además, se observaron variaciones en la RS entre años y entre momentos del barbecho estivo-otoñal. A comienzos del barbecho

(enero-febrero) habría mayor RS, probablemente relacionado con la mayor disponibilidad de sustrato para los microorganismos. Asimismo, en años con mayores precipitaciones habría mayor RS, lo que podría causar mayores pérdidas de C-CO₂ durante el barbecho químico.

“Las variaciones en la actividad de microorganismos heterótrofos en diferentes suelos del SOB determinarían diferencias en la emisión de CO₂ durante el barbecho estivo-otoñal. De esta manera, diferentes suelos bajo el mismo manejo presentarían diferencias en las pérdidas de COS durante el barbecho”

A partir del modelado de la humedad del suelo fue posible realizar estimaciones de las pérdidas potenciales de C-CO₂ durante el barbecho químico estivo-otoñal. Debido a la variación de la RS en diferentes suelos bajo SD del SOB, existieron diferencias en las pérdidas potenciales de C por la actividad de microorganismos heterótrofos durante el barbecho químico. Las pérdidas de C-CO₂ están determinadas por características del suelo y son influenciadas por las precipitaciones durante el barbecho. Además, las pérdidas potenciales de C-CO₂ fueron de mayor magnitud al inicio del barbecho (enero-febrero), probablemente debido a la mayor temperatura del suelo y mayor disponibilidad de sustrato para los microorganismos. Las variaciones temporales y espaciales de las pérdidas de COS por la RS afectarían el ciclado de la MO y residuos, así como los balances de C para diferentes suelos del SOB.

“períodos largos de barbecho químico en suelos bajo SD podrían presentar grandes pérdidas de C-CO₂, que resultarían en balances negativos del COS, dada la errática producción de los cultivos en el SOB”

Mediante las estimaciones de las pérdidas potenciales de C y la medición de los aportes de los residuos fue posible estimar balances de C para el cultivo de trigo, en suelos bajo SD del SOB. El balance de C para situaciones de barbecho químico largo (6 meses), presentó importantes diferencias entre sitios y años, debido a las variaciones de las pérdidas durante el barbecho y los aportes por los residuos del cultivo. En el barbecho químico con residuos en superficie existen grandes pérdidas potenciales de C-CO₂ y no se garantiza un balance positivo de C en todos los suelos. Para reducir las pérdidas de COS sería necesario disminuir las emisiones de C-CO₂ y/o aumentar el aporte de C por

los cultivos. La disminución de las pérdidas de COS bajo este sistema de producción sería posible mediante el acortamiento del barbecho químico, ya que se reducen las pérdidas en los meses de mayor RS (enero y febrero). Para aumentar los aportes de C de los residuos sería necesaria la selección de especies o variedades que aporten mayor cantidad de residuos (rastros y raíces), así como la adecuación de las rotaciones. La inclusión de pasturas y la intensificación de las rotaciones podrían ser alternativas válidas para aumentar el secuestro de C en suelos bajo SD del SOB. Este aumento del COS también serviría para promover una mejora en la estructura del suelo, que ayudaría a revertir los problemas de degradación física encontrados en el Capítulo II.

Capítulo IV

“En suelos del SOB los residuos superficiales y la cobertura del suelo afectarían la AM de forma positiva, debido a la mayor humedad del suelo. Dicho aumento de la AM también afectaría la disponibilidad de N y P, debido a la estrecha relación entre la AM y la disponibilidad de nutrientes. En el caso del N sería esperable una reducción de su disponibilidad por la inmovilización en la biomasa microbiana. Sin embargo, con el aumento de la cantidad de residuos y cobertura del suelo podría haber un aumento de la mineralización y disponibilidad de P, debido a la mayor AM y producción de enzimas.”

Los residuos superficiales modificaron de manera importante la humedad y AM en diferentes suelos bajo SD del SOB. El aumento de los residuos en superficie aumentó la humedad edáfica en 0-20 cm. El mayor efecto de la cobertura sobre la humedad se observó en 0-10 cm, donde se logró un aumento de hasta el 300% respecto al tratamiento sin cobertura. Este importante aumento de la humedad edáfica en superficie probablemente tenga un efecto positivo en la implantación y desarrollo temprano de los cereales de invierno. Respecto a la AM, la presencia de residuos en superficie solo la afectó en 0-10 cm, con aumentos de hasta un 114% respecto al suelo sin residuos superficiales.

A pesar del importante aumento de la AM con la mayor cantidad de residuos en superficie, no se observó menor disponibilidad de N y P. Al contrario, se produjo un incremento de la disponibilidad de estos nutrientes por el aumento de los residuos en superficie. El aumento del N inorgánico estuvo dado por el aumento del N-NH_4^+ y no se observó inmovilización por la presencia de residuos. En el caso del P, la mayor cobertura

del suelo favoreció la actividad de la enzima fosfatasa ácida en 0-10 cm, incrementando la disponibilidad de este nutriente. Aunque el aporte de N y P de los residuos no sería de gran magnitud por su baja concentración, los residuos en superficie provocarían una mayor disponibilidad del N y P del suelo. Este aumento de la disponibilidad de nutrientes para los cultivos estaría dado por mejores condiciones para la mineralización de la MO durante el barbecho, en aquellas situaciones con mayor presencia de residuos. En suelos bajo SD, la mayor disponibilidad de nutrientes por la mayor cobertura podría aumentar el rendimiento y el aporte de residuos de los cultivos. Sin embargo, dadas las importantes pérdidas potenciales de C por la AM durante el barbecho observadas en el Capítulo III, sería necesario el estudio del efecto del aumento de la cobertura sobre las pérdidas de C durante el barbecho químico.

Si bien el manejo bajo SD en el SOB representó un gran cambio frente a los sistemas convencionales de cultivo, sería necesario el avance en nuevas prácticas que permitan la adecuada implementación de la SD en la región, con el menor efecto sobre el ambiente. La transición del manejo actual de la SD a un manejo que integre los otros principios de la agricultura de conservación es compleja y representa un cambio a nivel holístico, requiriendo la adaptación y/o generación de prácticas de manejo, apropiadas a cada situación. La disminución de los períodos de barbecho, el aumento de la cobertura del suelo y la adecuación e intensificación de las rotaciones, son herramientas válidas para complementar el manejo bajo SD en el SOB. Además, probablemente la inclusión de estas prácticas colabore en la obtención de balances positivos del COS, que tendría efectos positivos sobre propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo.

Bibliografía

- AAPRESID. 2012. Asociación Argentina de Productores en Siembra Directa. www.aapresid.com.ar (último acceso agosto de 2016).
- Abril, A; P Salas; E Lovera, E; S Kopp & N Casado-Murillo. 2005. Efecto acumulativo de la siembra directa sobre algunas características del suelo en la región semiárida central de la Argentina. *Ciencia del Suelo* 23 (2), 179-188.
- Acosta Martínez, V; CW Bell; BEL Morris; J Zak & VG Allen. 2010. Long-term soil microbial community and enzyme activity responses to an integrated cropping-livestock system in a semi-arid region. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 137, 231–240.
- Akinremi, OO; SM McGinn & DJ McLean. 1999. Effects of soil temperature and moisture on soil respiration in barley and fallow plots. *Can. J. Soil Sci.* 79, 5-13.
- Álvarez, CR; M Torres Duggan; ER Chamorro; Diego D'Ambrosio & MA Taboada. 2009b. Descompactación de suelos franco limosos en siembra directa: efectos sobre las propiedades edáficas y los cultivos. *Ciencia del suelo* 27(2), 159-169.
- Álvarez, CR; MA Taboada; C Bustingorri; B Gutierrez & F Hernán. 2006. Descompactación de suelos en siembra directa: efectos sobre las propiedades físicas y el cultivo de maíz. *Ciencia del suelo* 24 (1), 10 pp.
- Álvarez, CR; MA Taboada; FH Gutiérrez Boem; A Bono; PL Fernández & P Prystupa. 2009. Topsoil Properties as Affected by Tillage Systems in the Rolling Pampa Region of Argentina. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73, 1242-1250.
- Álvarez, CR; R Álvarez & A Sarquis. 2008. Residues decomposition and fate of nitrogen-15 in a wheat crop under different previous crops and tillage systems. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 39, 574-586.
- Álvarez, R. 2005. A review of nitrogen fertilization and conservation tillage effects on soil carbon storage. *Soil Use and Manag.* 21, 38-52.
- Álvarez, R. (Ed.). 2007. Fertilización de cultivos de granos y pasturas. Diagnóstico y recomendación en la Región Pampeana. Editorial FAUBA, Buenos Aires, pp. 223.
- Amiotti, NM; MB Villamil & RG Darmony. 2012. Agronomic and taxonomic consequences of agricultural use of marginal soils in Argentina. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 76 (2), 558-568.
- Andriulo, A; C Sasal & ML Rivero. 2001. Los sistemas de producción conservacionistas como mitigadores de la pérdida de carbono orgánico edáfico. En: Panigatti, JL; D Buschiazzi & H Marelli (ed). *Siembra directa II*. Pp. 17-28. INTA. Buenos Aires.
- Angers, DA & S Recous. 1997. Decomposition of wheat straw and rye residues as affected by particle size. *Plant and Soil* 189, 197–203.
- Asensio, D; J Peñuelas; J Llusia; R Ogaya & I Filella. 2007. Interannual and interseasonal soil CO₂ efflux and VOC exchange rates on a Mediterranean holm oak forest in response to experimental drought. *Soil Biol. Biochem.* 39, 2471-2484.
- Astiani, D; MH Mujiman; FF Hanisah. 2015. Soil CO₂ respiration along annual crops or land cover type gradients on West Kalimantan degraded peatland forest. *Procedia Environmental Sciences* 28, 132 – 141
- Baldock, J. 2009. Building soil carbon for productivity and implications for carbon accounting. In: *Proceedings; 2009 Agribusiness Crop Updates*, pp. 1-6.
- Balestrini, R; E Lumini; R Borriello & V Bianciotto. 2015. Plant-soil biota interactions. In: Paul, E.A. (Ed.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, Academic Press, San Diego, 311-338.
- Bandyopadhyay, RR & R Lal. 2014. Effect of land use management on greenhouse gas emissions from water stable aggregates. *Geoderma* 232–234, 363–372.

- Baudron, F; P Tittonell; M Corbeels; P Letourmy & KE Giller. 2012. Comparative performance of conservation agriculture and current small holder farming practices in semi-arid Zimbabwe. *Field Crops Res.* 132, 117–128.
- Bayer, C; L Martin-Neto; J Mielnizuk; A Pavinato & J Dieckow, J. 2006. Carbon sequestration in two Brazilian Cerrado soils under no-till. *Soil Till. Res.* 86, 237-245.
- Berglund, Ö; K Berglund & L Klemetsson. 2010. A lysimeter study on the effect of temperature on CO₂ emission from cultivated peat soils. *Geoderma* 154, 211–218.
- Berhongaray, G; R Álvarez; J De Paepe; C Caride & Rodolfo Cantet. 2013. Land use effects on soil carbon in the Argentine Pampas. *Geoderma* 192, 97–110.
- Berkenkamp, A; E Priesack & JC Munch. 2002. Modelling the mineralization of plant residues on the soil surface. *Agronomie* 22, 711–722.
- Blagodatsky, SA; IV Yevdokimov; AA Larionova & J Richter. 1998. Microbial growth in soil and nitrogen turnover: model calibration with laboratory data. *Soil Biol. Biochem.* 30, 1757-1764.
- Blake, GR & KH Hartge. 1986. Bulk density. En: Klute, A (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Agronomy.* second ed. American Society of Agronomy, Madison, WI, USA, 363–375.
- Blanco-Canqui, H & R Lal. 2009. Crop residue removal impacts on soil productivity and environmental quality. *Crit. Rev. Plant Sci.* 28, 139–163.
- Bolinder, MA; HH Janzen; EG Gregorich; DA Angers & AJ VandenBygaart. 2007. An approach for estimating net primary productivity and annual carbon inputs to soil for common agricultural crops in Canada. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 118, 29-42.
- Bono, AA. 2010. Flujos de carbono y nitrógeno bajo distintos sistemas de labranza en la región semiárida pampeana. Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires, Área Ciencias Agropecuarias.
- Brady, NC & RR Weil. 2002. *The Nature and Properties of Soils*, 13th ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Bray, RH & LT Kurtz. 1945. Determination of total, organic and available forms of phosphorus in soils. *Soil Science* 59, 39-45.
- Bredja, JJ; MJ Mausbach; JJ Goebel; DL Allan; TH Dao; DL Karlen; TL Moorman & JL Smith. 2001. Estimating surface organic carbon content at regional scale using the national resource inventory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 842–849.
- Breland TA & R Eltun. 1999. Soil microbial biomass and mineralization of carbon and nitrogen in ecological, integrated and conventional forage and arable cropping systems. *Biol. Fertil. Soils* 30, 193-201.
- Bremner, JM. 1996. Nitrogen total. In: *Methods of soil analysis. Part 3: Chemical Methods*; Sparks, DL (ed). SSSA 1085-1123.
- Buyanovsky, GA; CL Kucera & GH Wagner. 1987. Comparative analysis of carbon dynamics in native and cultivated ecosystems. *Ecology* 68, 2023-2031.
- Byrne, KA & G Kiely. 2006. Partitioning of respiration in an intensively managed grassland. *Plant Soil* 282, 281-289.
- Cambardella, CA & ET Elliott. 1992. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 777-783.
- Campbell, CA; GP Lafond; O Biederbeck; G Wen; J Schoenau & D Hahn. 1999b. Seasonal trends in soil biochemical attributes: Effects of crop management on a Black Chernozem. *Can. J. Soil Sci.* 79, 85–97.
- Campbell, CA; VO Biederbeck; G Wen; RP Zentner; J Schoenau & D Hahn. 1999a. Seasonal trends in selected soil biochemical attributes: Effects of crop rotation in the semiarid prairie. *Can. J. Soil Sci.* 79, 73–84.

Cantamutto, M; C Bertucci & D Huarte (compiladores). 2016. El trigo en el sudoeste bonaerense. Documento de trabajo encomendado por el Consejo del Plan de Desarrollo del Sudoeste Bonaerense. Ministerio de Agroindustria.

Carter, MR. 1990. Relative measures of soil bulk density to characterize compaction in tillage studies on fine sandy loams. *Can. J. Soil Sci.* 70, 425–433.

Cate, RB Jr & LA Nelson. 1971. A simple statistical procedure for partitioning soil test correlation data into two classes. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35, 658-659.

Chagas, CI; C Irurtia; J Thisted; OJ Santanatoglia; MJ Masssobrio; MG Castiglioni & A Buján. 2004. Movimiento horizontal y vertical de agua y partículas en un Argiudol bajo siembra directa. *Ciencia del Suelo* 22, 117-122.

Chan, KY; D Heeman & HB So. 2003. Sequestration of carbon and changes in soil quality under conservation tillage on light-textured soils in Australia: a review. *Austr. J. Exp. Agric.* 43, 325-334.

Chevalier, T; E Blanchart; A Albrecht; C Feller & M Bernoux. 2006. Impact of pasture establishment on CO₂ emissions from a Vertisol: consequences for soil C sequestration (Martinique, West Indies). *Can. J. Soil Sci.* 86, 779-782.

Conant, RT; JM Klopatek & CC Klopatek. 2000. Environmental factors controlling soil respiration in three semiarid ecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 383-390.

Coppens, F, P Garnier; S De Gryze; R Merckx & S Recous. 2006. Soil moisture, carbon and nitrogen dynamics following incorporation and surface application of labelled crop residues in soil columns. *European Journal of Soil Science* 57, 894–905.

Coppens, F; P Garnier; A Findeling; R Merckx & S Recous. 2007. Decomposition of mulched versus incorporated crop residues: Modelling with PASTIS clarifies interactions between residue quality and location. *Soil Biol. & Bioch.* 39, 2339–2350.

Cosentino, DJ & C Pecorari. 2002. Limos de baja densidad: impacto sobre el comportamiento físico de los suelos de la región pampeana. *Ciencia del Suelo* 20, 9-16.

Council for Agricultural Science and Technology. 2004. Climate change and greenhouse gas mitigation: Challenges and opportunities for agriculture. Task Force Rep. 141. CAST, Ames, IA.

CTIC (Conservation Technology Information Center). 2011. CTIC homepage: <http://www.ctic.purdue.edu/media/pdf/TillageDefinitions.pdf>. (último acceso mayo 2013).

Cui, J & NM Holden. 2015. The relationship between soil microbial activity and microbial biomass, soil structure and grassland management. *Soil & Till Res.* 146, 32–38.

Curtin, D; F Selles; H Wang; CA Campbell & VO Biederbeck. 1998. Carbon dioxide emissions and transformations of soil carbon and nitrogen during wheat straw decomposition. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 1035-1041.

Damon, PM; B Bowden; T Rose & Z Rengel. 2014. Crop residue contributions to phosphorus pools in agricultural soils: a review. *Soil Biol. Biochem.* 74, 127-137.

Davies, BE. 1974. Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 38, 138-151.

Dawson, JC; DR Huggins & SS Jones. 2008. Characterizing nitrogen use efficiency in natural and agricultural ecosystems to improve the performance of cereal crops in low-input and organic agricultural systems. *Field Crops Res.* 107, 89–101.

Denef, K; J Six; R Merckx & K Paustian. 2004. Carbon sequestration in microaggregates of no-tillage soils with different clay mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 1935-1944.

Derpsch, R & T Friedrich. 2009. Global overview of conservation agriculture adoption. In *Proc. 4th World Congress on Conservation Agriculture “Innovations for Improving Efficiency, Equity and Environment”* (pp. 429e439). New Delhi: Indian Council of Agricultural Research (ICAR)/Food and Agriculture Organization.

Derpsch, R. 2007. How to get no-tillage to the next level. In: Proc. No-Till on the Plains Winter Conference, AIM Symposium, 1 February 2007, Salina, Kansas.

Derpsch, R; AJ Franzluebbers; SW Duiker; DC Reicosky; K Koeller; T Friedrich; WG Sturny; JCM Sa & K Weiss. 2014. Why do we need to standardize no-tillage research?. *Soil & Tillage Research* 137, 16–22.

Derpsch, R; T Friedrich, T; A Kassam & HW Li. 2010. Current status of adoption of no till farming in the world and some of its main benefits. *Int. J. Agric. Biol. Eng.* 3, 1–25.

Dexter, AR. 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma* 120, 201-214.

Di Rienzo JA; F Casanoves F; MG Balzarini; L Gonzalez; M Tablada & CW Robledo. InfoStat versión 2013. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. URL <http://www.infostat.com.ar>

Dilustro, JJ; B Collins; L Duncan & C Crawford. 2005. Moisture and soil texture effects on soil CO₂ efflux components in southeastern mixed pine forests. *For. Ecol. Manage.* 204, 87–97.

Dolan, MS; CE Clapp; RR Allmaras; JM Baker & JAE Molina. 2006. Soil organic carbon and nitrogen in a Minnesota soil as related to tillage, residue and nitrogen management. *Soil Till. Res.* 89, 221-231.

Dominy, CS & RJ Haynes. 2002. Influence of agricultural land management on organic matter content, microbial activity and aggregate stability in the profiles of two oxisols. *Biology and Fertility of Soils* 36, 298–305.

Doran, JW. 1987. Microbial biomass and mineralizable nitrogen distributions in no-tillage and ploughed soils. *Biology and Fertility of Soils* 5, 68-75.

Drewry, JJ & RJ Paton. 2005. Soil physical quality under cattle grazing of a winter-fed brassica crop. *Aust. J. Soil Res.* 43, 525–531.

Drewry, JJ. 2006. Natural recovery of soil physical properties from treading damage of pastoral soils in New Zealand and Australia: a review. *Agric. Ecosys. Environ.* 114, 159–169.

Drewry, JJ; KC Cameron & GD Buchan. 2008. Pasture yield and soil physical property responses to soil compaction from treading and grazing — a review. *Aust. J. Soil Res.* 46, 237–256.

Dumanski, J & R Peiretti. 2013. Modern concepts of soil conservation. *International soil and water conservation research* 1, 19-23.

Duval, ME; J Galantini; J Iglesias & H Krüger. 2013. El cultivo de trigo en la región semiárida bonaerense: impacto sobre algunas propiedades químicas del suelo. *RIA vol. 39 n°2*, 178-184.

Duval, ME; J Galantini; JM Martínez; FM López & LG Wall. 2016. Sensitivity of different soil quality indicators to assess sustainable land management: Influence of site features and seasonality. *Soil & Tillage Research* 159, 9–22.

Erenstein, O. 2002. Crop residue mulching in tropical and semi-tropical countries: an evaluation of residue availability and other technological implications. *Soil Till. Res.* 67, 115–133.

Fageria, NK & VC Baligar. 2005. Enhancing Nitrogen Use Efficiency in Crop Plants. *Advances in Agronomy* 88, 97-185.

Falgae, E; D Baldocchi; J Tenhunen; M Aubinet; P Bakwin; P Berbigier; C Bernhofer; G Burba; R Clement; KJ Davis; JA Elbers; AH Golstein; A Grelle; A Granier; J Goumudson; D Hollinger; AS Kowalski; G Katul; BE Law; Y Malhi; T Meyers; RK Monson; W Munger; W Oechel UKT Paw; K Pilegaard; U Rannik; C Rebmann; A Suyker; R Valentini; K Wilson & S Wofsy. 2002. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agric. Forest. Meteorol.* 113, 53-74.

Falk, M; S Wharton & M Schroeder. 2005. Is soil respiration a major contributor to the carbon budget within a Pacific Northwest old-growth forest? *Agric. Forest Meteorol.* 135, 269-283.

FAO. 2011. *Save and Grow: A Policymaker's Guide to the Sustainable Intensification of Smallholder Crop Production* 1–37 <http://www.fao.org/docrep/014/i2215e/i2215e.pdf> (Último acceso agosto de 2014)

FAO. 2012. *Basic Principles of Conservation Agriculture*. <http://www.fao.org/ag/ca/1a.html> (Último acceso agosto de 2014).

Faucon, M; D Houben; JP Reynoird; AM Mercadal-Dulaurent; R Armand & H Lambers. 2015. Advances and Perspectives to Improve the Phosphorus Availability in Cropping Systems for Agroecological Phosphorus Management. *Advances in Agronomy* 134, 51-79.

Fernández, R; E Noellemeyer; D Funaro; A Quiroga & N Peinemann. 2009. Disponibilidad de agua, nitrógeno y azufre en barbechos con y sin control de malezas en distintos niveles de residuos. *Ciencia del suelo* 27 (1), 57-66.

Ferreira Oliveira, A; TJ Carneiro Amado; R da Silveira Nicoloso; JJ de Moraes Sa; J Ernani Fiorin; DS Santos Hansel & D Menefee. 2013. Soil carbon stratification affected by long-term tillage and cropping systems in southern Brazil. *Soil Till Res.* 133, 65-74.

Ferreras, LA; JL Costa; FO García & C Pecorari. 2000. Effect of no-tillage on some soil physical properties of a structural degraded Petrocalcic Paleudoll of the southern "Pampa" of Argentina. *Soil Till. Res.* 54, 31-39.

Ferreras, LA; G Magra; P Besson; E Kovalevski & F García. 2007. Indicadores de calidad física en suelos de la región pampeana norte de argentina bajo siembra directa. *Ciencia del suelo* 25 (2), 159-172.

Follet, RB. 2001. Soil management concepts and carbon sequestration in cropland soils. *Soil Till Res.* 61, 77-92.

Fontaine, S & S Bardot. 2005. Size and functional diversity of microbe populations control, plant persistence and long-term soil carbon accumulation. *Ecol. Lett.* 8, 1075–1087.

Fox, TR & NB Comerford. 1992. Rhizosphere phosphatase activity and phosphatase hydrolyzable organic phosphorus in two forested spodosols. *Soil Biol. Biochem.* 24, 579–583.

Frank, AB; MA Liebeg & JD Hanson. 2002. Soil carbon fluxes in northern semiarid grasslands. *Soil Biol. Biochem.* 34, 1235-1241.

Franzluebbers, AJ. 2002. Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality. *Soil Till Res.* 66, 95–106.

Franzluebbers, AJ. 2010. Achieving soil organic carbon sequestration with conservation agricultural systems in the southeastern United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 347–357.

Franzluebbers, AJ; FM Hons & DA Zuberer. 1995. Tillage and crop effects on seasonal soil carbon and nitrogen dynamics. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 59, 1618–1624.

Freibauer, A; MDA Rounsevell; P Smith & J Verhagen. 2004. Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma* 122 (1), 1–23.

Frey, SD; ET Elliott; K Paustian & GA Peterson. 2000. Fungal translocation as a mechanism for soil nitrogen inputs to surface residue decomposition in a no-tillage agroecosystem. *Soil Biol. Biochem.* 32, 689-698.

Fuentes, M; B Govaerts; F De León; C Hidalgo; L Dendooven; KD Sayre & J Etchevers. 2009. Fourteen years of applying zero and conventional tillage, crop rotation and residue management systems and its effect on physical and chemical soil quality. *Eur. J. Agron.* 30, 228–237.

Galantini, JA & RA Rosell. 2006. Long-term fertilization effects on soil organic matter quality and dynamics under different production systems in semiarid Pampean soils. *Soil Till. Res.* 87, 72–79.

- Galantini, JA; L Suñer & H Krüger. 2005. Dinámica de las formas de P en un Haplustol de la Región Semiárida Pampeana durante 13 años de trigo continuo. *RIA*. 34 (2), 13-31.
- Galantini, JA; MR Landriscini; JO Iglesias; AM Miglierina & RA Rosell. 2000. The effects of crop rotation and fertilization on wheat productivity in the Pampean semiarid region of Argentina: 2. Nutrient balance, yield and grain quality. *Soil Till. Res.* 53, 137-144.
- Galantini, JA; N Senesi & G Brunetti. 2004. Influence of texture on organic matter distribution and quality and nitrogen and sulphur status in semiarid Pampean grassland soils of Argentina. *Geoderma* 123, 143–152.
- Gee, GW & JW Bauder. 1986. Particle size analysis. En: Klute, A (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. Part 1. Agron. Monograph No. 9. 2nd ed. ASA, Madison WI, 337–382.
- German DP; Weintraub MN & Grandy AS. 2011. Optimization of hydrolytic and oxidative enzyme methods for ecosystem studies. *Soil Biol Biochem* 43, 7-1397.
- Giller, KE; E Witter; M Corbeels & P Tittonell. 2009. Conservation agriculture and small holder farming in Africa: the heretics' view. *Field Crops Res.* 114, 23–34.
- Glave, A. 2006. Influencia climática en el sudoeste bonaerense y sudeste de la pampa. En: www.produccion-animal.com.ar/clima_y_ambientacion/29_clima_sudoeste_bonaerens_e.pdf (Ultimo acceso febrero 2014)
- Gómez, M; H Krüger & M Sagardoy. 1996. Actividad biológica em um suelo de la zona semiárida bonaerense cultivado com la secuencia soja-trigo bajo tres prácticas culturales. *Ciencia del Suelo* 14, 37-41.
- Govaerts, B; KD Sayre & J Deckers. 2006. A minimum data set for soil quality assessment of wheat and maize cropping in the highlands of Mexico. *Soil Till. Res.* 87, 163–174.
- Govaerts, B; N Verhulst; A Castellanos-Navarrete; KD Sayre; J Dixon A & L Dendooven. 2009. Conservation agriculture and soil carbon sequestration: between myth and farmer reality. *Crit. Rev. Plant Sci.* 8, 97–122.
- Gregorich, EG; P Rochette; AJ VandenBygaar & DA Angers. 2005. Greenhouse gas contributions of agricultural soils and potential mitigation practices in Eastern Canada. *Soil Till. Res.* 83, 53-72.
- Grote, JB & MM Al-Kaisi. 2007. Topsoil placement effect on soil carbon stock improvement of exposed subsoil in Iowa. *J. Soil Water Conserv.* 62, 86-93.
- Gutiérrez Rodríguez, ME. 2009. Influencia de la temperatura y de la humedad en la dinámica de la materia orgánica de los suelos de Galicia y su relación con el cambio climático. Tesis doctoral, Instituto de investigaciones agrobiológicas de Galicia, Departamento de Bioquímica del Suelo.
- Gupta, VVSR & JJ Germida. 2015. Soil aggregation: Influence on microbial biomass and implications for biological processes. *Soil Biol Biochem.* 80, A3-A9.
- Haefner, JW. 2005. *Modeling biological systems. Principles and applications*. Springer, New York, 475 pág.
- Hamblin, AP. 1985. The influence of soil structure on water movement, crop root growth and water uptake. *Adv. Agron.* 38, 95-158.
- Hamza, MA & WK Anderson. 2005. Soil compaction in cropping systems: A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil Till. Res.* 82, 121–145.
- Han, G; G Zhou; Z Xu; Y Yang; J Liu & K Shi. 2007. Soil temperature and biotic factors drive the seasonal variation of soil respiration in a maize (*Zea mays* L.) agricultural ecosystem. *Plant Soil* 291, 15-26.
- Hassink, J; LA Bouwman; KB Zwart & L Brussaard. 1993. Relationships between habitable pore space, soil biota and mineralization rates in grassland soils. *Soil Biol. Biochem.* 25, 47-55.

Haynes, RJ. 1986. The decomposition process: mineralization, immobilization, humus formation, and degradation. In: Haynes, RJ (Ed.), *Mineral nitrogen in the plant-soil system*, 52-126.

Haynes, RJ. 2005. Labile organic matter fractions as central components of the quality of agricultural soils: An overview. *Advances in Agronomy* 85, 221-268.

Hobbs, PR; K Sayre & R Gupta. 2008. The role of conservation agriculture in sustainable agriculture. *Philos. Trans R. Soc. Lond B. Biol. Sci.* 363, 543-555.

Hodge, A; D Robinson & A Fitter. 2000. Are microorganisms more effective than plants at competing for nitrogen? *Trends in Plant Science* 5, 304-308.

Hu, B; Y Jia; Z Zhao; F Li & KHM Siddique. 2012. Soil P availability, inorganic P fractions and yield effect in a calcareous soil with plastic film mulched spring wheat. *Field Crops Research* 137, 221-229.

Hu, Q; Q Wu; B Yao & X Xu. 2015. Ecosystem respiration and its components from a *Carex* meadow of Poyang Lake during the drawdown period. *Atmos. Environ.* 100, 124-132.

Humphreys, ER; TA Black; K Morgenstern; T Cai; GB Drewitt; Z Nesic & JA Trofymow. 2006. Carbon dioxide fluxes in coastal Douglas-fir stands at different stages of development after clearcut harvesting. *Agric. Forest Meteorol.* 140, 6-22.

Hutchinson, JJ; CA Campbell & RL Desjardins, R.L. 2007. Some perspectives in carbon sequestration in agriculture. *Agric. Forest Meteorol.* 142, 288-302.

INTA-CIRN. 1989. Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires, Escala 1:500.000. Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca, Buenos Aires, Argentina, 533 pp.

IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Jacinthe, PA; R Lal & JM Kimble. 2002. Carbon budget and seasonal carbon dioxide emission from a central Ohio Luvisol as influenced by wheat residue amendment. *Soil Till. Res.* 67, 147-157.

Jackson, RB; J Canadell; JR Ehleringer; HA Mooney; OE Sala & ED Schulze. 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108, 389-411.

Janzen, HH; CA Campbell; SA Brandt, GP Lafond & L Townley-Smith. 1992. Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1799-1806.

Janzen, HH; KA Beauchemin; Y Bruinsma; CA Campbell; RL Desjardins; BH Ellert & EG Smith. 2003. The fate of nitrogen in agroecosystems: an illustration using Canadian estimates. *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 67, 85-102.

Jassal, RS; TA Black; T Cai; K Morgenstern; Z Li; D Gaumont-Gay & Z Nesic. 2007. Components of ecosystem respiration and an estimate of net primary productivity of an intermediate-aged Douglas-fir stand. *Agric. Forest Meteorol.* 144, 44-57.

Jat, RA; Wani SP & KL Sahrawat. 2012. Conservation agriculture in the semi-arid tropics: prospects and problems. *Advances in Agronomy* 117, 191-273.

Jiang, J; S Guo; Y Zhang; Q Liu; R Wang; Z Wang; N Li & R Li. 2015. Changes in temperature sensitivity of soil respiration in the phases of a three-year crop rotation system. *Soil Till. Res.* 150, 139-146.

Jones, RJA; G Spoor & AJ Thomasson. 2003. Vulnerability of subsoils in Europe to compaction: a preliminary analysis. *Soil Till. Res.* 73, 131-143.

Jones, SK; RM Rees; D Kosmas; BC Ball & UM Skiba. 2006. Carbon sequestration in a temperate grassland: management and climatic controls. *Soil Use Manag.* 22, 132-142.

Karlen, DL; A Kumar; RS Kanwar; CA Cambardella & TS Colvin. 1998. Tillage system effects on 15-year carbon-based and simulated N budgets in atile-drained Iowa field. *Soil Till. Res.* 48, 155–165.

Kassam A; R Derpsch & T Friedrich. 2014. Global achievements in soil and water conservation: The case of Conservation Agriculture. *International soil and water research* Vol. 2, No. 1, 5-13.

Kay, BD & AJ VandenBygaart. 2002. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil Till. Res.* 66, 107–118.

Kay, BD. 1990. Rates of change of soil structure under different cropping systems. *Adv. Soil Sci.* 12, 1-52.

Kiehr, M; A Terenzi; R Delhey & M cassano. 2008. Podredumbre de raíces de trigo pan, trigo fideo y cebada, causada por *Rhizoctonia solani* en el sur y sudoeste bonaerense. *Actas del VII Congreso Nacional de Trigo (En CD)*.

Kirby, M. 2007. Whither soil compaction research? *Soil Till. Res.* 93, 472– 475.

Kirkby, CA; AE Richardson; LJ Wade; JB Passioura; GD Batten; C Blanchard & JA Kirkegaard. 2014. Nutrient availability limits carbon sequestration in arable soils. *Soil Biol. Biochem.* 68, 402–409.

Kirkham, MB. 2014. *Principles of soil and plant water relations*, Elsevier Academic Press, Burlington, MA, USA, 500 pp. ISBN 0-12- 409751-0.

Kirschbaum, MUF. 2000. Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry* 48, 21–51.

Klute, A. 1986. Water retention: Laboratory methods. En: Klute, A (ed.). *Methods of soil analysis. Part 1. Agronomy Monograph N°9*. Pp. 597-618. American Society of Agronomy y Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Estados Unidos.

Kögel-Knabner, I. 2002. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. *Soil Biol. and Bioch.* 34, 139-162.

Kögel-Knabner, I. 2016. The macromolecular organic composition of plant and microbial. *Soil Biology & Biochemistry*, artículo en prensa.

Kosugi, Y; T Mitani; M Itoh; S Noguchi; M Tani; N Matsuo; S Takanashi; S Ohkubo & AR Nik. 2007. Spatial and temporal variation in soil respiration in a Southeast Asian tropical rainforest. *Agric. Forest Meteorol.* 147, 35-47.

Krüger, HR. 1996. Compactación en Haplustoles del sudoeste bonaerense (Argentina) bajo cuatro sistemas de labranza. *Ciencia del Suelo* 14, 104-106.

Krüger, HR & A Quiroga. 2012. La “interfase suelo-atmósfera” y su valor estratégico en regiones semiáridas. En: Álvarez, A; A Quiroga; D Santos & M Bodrero. *Contribuciones de los cultivos de cobertura a la sostenibilidad de los sistemas de producción*. Ediciones INTA, 2012. 170 pp. ISBN 978-987-679-177-9

Kuzyakov, Y. 2006. Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods. *Soil Biol. Biochem.* 38, 425-448.

Kuzyakov, Y. 2010. Priming effects: Interactions between living and dead organic matter. *Soil Biology & Biochemistry* 42, 1363-1371.

Kwabiah, AB; NC Stoskopf; CA Palm & RP Voroney. 2003. Soil P availability as affected by the chemical composition of plant materials: implications for P limiting agriculture in tropical Africa. *Agriculture Ecosystems & Environment* 100, 53-61.

Lal, R & MK Shukla. 2004. *Principles of soil physics*. Ed: CRC Press. 528 pp.

Lal, R. 1994. *Methods and guidelines for assessing sustainable use of soil and water resources in the tropics*. USDA-The Ohio State University. SMSS Technical Monograph No. 21.

Lal, R. 2000. Physical management of soils of the tropics: priorities for the 21st century. *Soil Sci.* 165, 191–207.

- Lal, R. 2003. Global potential of soil carbon sequestration to mitigate the greenhouse effect. *Crit. Rev. Plant Sci.* 22 (2), 151–184.
- Lal, R. 2004b. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123, 1–22.
- Lal, R. 2008. Carbon sequestration. *Philosophical Transactions of the Royal Society Biological Sciences* 363, 815–830.
- Lal, R., 2004a. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304, 1623–1627.
- Lal, R; JM Kimble; RF Follett & CV Cole (Eds.). 1998. The Potential for US Cropland to sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect. *Annals of Arboreal Science*, Chesla, MI.
- Lee, DK; JJ Doolittle & VN Owens. 2007. Soil carbon dioxide fluxes in established switchgrass land managed for biomass production. *Soil Biol. Biochem.* 39, 178–186.
- Lee, J; J Six; AP King; CV Kessel & DE Rolston. 2006. Tillage and field scale controls on greenhouse gas emissions. *J. Environ. Qual.* 35, 714–725.
- Lee, MS; K Nakane; T Nakatsubo; W Mo & H Koizumi. 2002. Effects of rainfall events on soil CO₂ flux in a cool temperate deciduous broad-leaved forest. *Ecol. Res.* 17, 401–409.
- Linke, C. 1998. Direktsaat—eine Bestandsaufnahme unter besonderer Berücksichtigung technischer, agronomischer und ökonomischer Aspekte. Univ. Hohenheim Diss., pp. 482.
- Lipiec, J; J Arvidsson & E Murer. 2003. Review of modelling crop growth, movement of water and chemicals in relation to topsoil and subsoil compaction. *Soil Till. Res.* 73, 15–29.
- Loewy, T. 2005. Rotación de cultivos en la región pampeana, volviendo a las fuentes. En: *Actas de las III Jornadas Interdisciplinarias del Sudoeste Bonaerense*, 2 al 4 de septiembre de 2004. Ed: Universidad Nacional del Sur.
- Longdoz, B; M Yernaux & M Aubinet. 2000. Soil CO₂ efflux measurements in a mixed forest: impact of chamber disturbances, spatial variability and seasonal evolution. *Glob. Chang. Biol.* 6, 907–917. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00369.x>.
- López, FM; ME Duval; JM Martínez & J Galantini. 2015. Cobertura en el sudoeste bonaerense en suelos bajo siembra directa. *Ciencia del Suelo* 33 (2), 273–281.
- López, FM; ME Duval; JM Martínez & J Galantini. 2016. Porosidad de suelos bajo Siembra Directa en el sudoeste bonaerense. *Ciencia del Suelo* 34 (2), 173–184.
- López-Bellido, RJ; JM Fontán; J López-Bellido & L López-Bellido. 2010. Carbon sequestration by tillage, rotation, and nitrogen fertilization in a Mediterranean Vertisol. *Agronomy Journal* 102, 310–318.
- López-Fando, C & MT Pardo. 2011. Soil carbon storage and stratification under different tillage systems in a semi-arid region. *Soil Till. Res.* 111, 224–230.
- Lundy, ME; CM Pittelkow; BA Linquist; X Liang; KJ Van Groenigen; J Lee; J Six; RT Venterea & C van Kessel. 2015. Nitrogen fertilization reduces yield declines following no-till adoption. *Field Crops Res.* 183, 204–210.
- MAA, 2016. http://www.maa.gba.gov.ar/dir_econo_rural/plan_des_sudoeste.php (Último acceso: mayo de 2016).
- Machado, S; K Rhinhardt & S Petrie. 2006. Long-term cropping system effects on carbon sequestration in eastern Oregon. *J. Environ. Qual.* 35, 1548–1553.
- Magid, J; A De Neergaard & M Brant. 2006. Heterogeneous distribution may substantially decrease initial decomposition, long-term microbial growth and N-immobilization from high C–N ratio resources. *European Journal of Soil Science* 57, 517–529.
- Manzoni S & A Porporato. 2009. Soil carbon and nitrogen mineralization: Theory and models across scales. *Soil Biology & Biochemistry* 41, 1355–1379.

Martínez, JM; JA Galantini; ME Duval & FM López. 2016. Indicadores de mineralización de nitrógeno en el sudoeste bonaerense: relación con las fracciones orgánicas del suelo. *Rev. Ci. Agron.* XXVI (en prensa).

Martínez, JM; JA Galantini & MR Landriscini. 2015. Eficiencia en el uso del nitrógeno del trigo en la región semiárida de Buenos Aires (Argentina): efectos de la dosis y momento de aplicación. *Agriscientia* 32, 15-27.

Martínez, JM; MR Landriscini; JA Galantini & M Duval. 2012. Eficiencias de nitrógeno para trigo en suelos del sudoeste bonaerense. *Actas XIX Congreso Latinoamericano y XXIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. 16 al 20 de abril de 2012. Mar del Plata, Argentina. En CD.

Mazzilli, SR; . 2015. Dinámica del carbono en sistemas agrícolas bajo siembra directa: nuevas evidencias obtenidas mediante el uso de ^{13}C sobre la importancia de las raíces, la calidad de los residuos y el laboreo. Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires. 151pp.

Mazzilli, SR; R Kemanian; OR Ernst; RB Jackson & G Piñeiro. 2014. Priming of soil organic carbon decomposition induced by corn compared to soybean crops. *Soil Biology & Biochemistry* 75, 273-281.

McCormack, DE. 1987. Land evaluations that consider soil compaction. *Soil Till. Res.* 10, 21-27.

Meersmans, J; F De Ridder; F Canteris; S De Baets & M Van Molle. 2008. A multiple regression approach to assess the spatial distribution of soil organic carbon (SOC) at regional scale (Flanders; Belgium). *Geoderma* 143, 1-13.

Melero, S; R López-Garrido; E Madejón; JM Murillo; K Vanderlinden; F Ordóñez & F Moreno. 2009. Long-term effects of conservation tillage on organic fractions in two soils in southwest of Spain. *Agriculture Ecosystems and Environment* 133: 68-74.

Micucci FG & Taboada MA. 2006. Soil physical properties and soybean (Glycine max, Merrill) root abundance in conventionally- and zero-tilled soils in the humid Pampas of Argentina. *Soil Till. Res.* 86, 152-162

Mikha, MM; CW Rice & JG Benjamin. 2006. Estimating soil mineralizable nitrogen under different management practices. *Soil Science Society of America Journal* 70: 1522-1531.

Ministerio de Agroindustria. 2016. <http://www.agroindustria.gob.ar/sitio/areas/estimaciones/distribucion/cf2015-16/buenosaires/pigue.php> (Ultimo acceso: mayo 2016)

Mishra, U; R Lal; B Slater; F Calhoun; D Liu & M Van Meirvenne. 2009. Predicting soil organic carbon stock using profile depth distribution functions and ordinary kriging. *Soil Science Society of America Journal* 73, 614-621.

Moinet, GYK; E Cieraad; JE Hunt; A Fraser; MH Turnbull & D Whitehead. 2016. Soil heterotrophic respiration is insensitive to changes in soil water content but related to microbial access to organic matter. *Geoderma* 274, 68-78.

Moisier, AR; AD Halvorson; CA Reule & XJ Liu. 2006. Net global warming potential and greenhouse gas intensity in irrigated cropping systems in Northeastern Colorado. *J. Environm. Quality* 35, 1584-1598.

Montgomery, DR. 2008. A case for no-till farming. *Sci. Am.* 299 (1), 70-77.

Moreno-Cornejo, J; R Zornoza & A Faz. 2014. Carbon and nitrogen mineralization during decomposition of crop residues in a calcareous soil. *Geoderma* 230-231, 58-63.

Moyano, FE; S Manzoni & C Chenu. 2013. Responses of soil heterotrophic respiration to moisture availability: an exploration of processes and models. *Soil Biol. Biochem.* 59, 72-85.

Mulumba, LN & R Lal. 2008. Mulching effects on selected soil physical properties. *Soil Till Res.* 98, 106-111.

Mulvaney, RL. 1996. Nitrogen-Inorganic forms. En: Sparks, DL *et al.* (eds.). Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. Book Series N°5. Pp. 1123-1184. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Estados Unidos.

Nash, DM; PM Haygarth; BL Turner; LM Condron; RW McDowell; AE Richardson; M Watkins & MW Heaven. 2014. Using organic phosphorus to sustain pasture productivity: a perspective. *Geoderma* 221–222, 11–19.

Naudin K; E Scopel; ALH Andriamandroso; M Rakotosolofo; NRS Andriamarosoa Ratsimbazafy; J N Rakotozandriny; P Salgaado & KE Giller. 2012. Trade-offs between biomass use and soil cover. The case of rice-based cropping systems in the lake alaotra region of Madagascar. *Experimental Agriculture*, 48, 194-209.

Nay, SM & BT Bormann. 2000. Soil carbon changes: comparing flux monitoring and mass balance in a box lysimeter experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 943-948.

Needelman, BA; MM Wander; GA Bollero; CW Boast; GK Sims & DC Bullock. 1999. Interaction of tillage and soil texture: biologically active soil organic matter in Illinois. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1326-1334.

Noack, SR; MJ McLaughlin; RJ Smernik TM McBeath & RD Armstrong. 2012. Crop residue phosphorus: speciation and potential bio-availability. *Plant and Soil* 359, 375-385.

Oberson, A & EJ Joner. 2005. Microbial turnover of phosphorus in soil. In: Turner, B.L., Frossard, E., Baldwin, D.S. (Eds.), *Organic Phosphorus in the Environment*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 133–164.

Oertel, C; J Matschullat; K Zurba; F Zimmermann and S Erasmi. 2016. Greenhouse gas emissions from soils—A review. *Chemie der Erde*, Article in Press.

Olander, LP & PM Vitousek. 2000. Regulation of soil phosphatase and chitinase activity by N and P availability. *Biogeochemistry* 49, 175–190.

Olness, A; CE Clapp; R Liu & AJ Palazzo. 1998. Biosolids and their effects on soil properties. In: Wallace, A., Terry, R.E. (Eds.), *Handbook of Soil Conditioners*. Marcel Dekker, New York, NY, pp. 141–165.

Oorts, K; R Merckx; E Gréhan; J Labreuche & B Nicolardot. 2007. Determinants of annual fluxes of CO₂ and N₂O in long-term no-tillage and conventional tillage systems in Northern France. *Soil Till. Res.* 95, 133-148.

Oussible, M; RK Crookston & WE Larson. 1992. Subsurface compaction reduces the root and shoot growth and grain yield of wheat. *Agron. J.* 84, 34–38.

Palm, C; H Blanco-Canqui; F DeClerk & L Gatere. 2014. Conservation agriculture and ecosystem services: an overview. *Agric. Ecosyst. Environ.* 187, 87–105.

Paoloni, JD & R Vazquez. 1985. Necesidades teóricas de los cereales de invierno y probabilidad de ocurrencia de las precipitaciones como base para el balance hídrico. Pp. 1545-1556. *Anales de Edafología y Agrobiología XLIV*.

Parton WJ; DS Schimel; CV Cole & DS Ojima. 1987 Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains Grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1173–1179.

Paul, EA. 2016. The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. *Soil Biol. Bioch.* 98, 109-126.

Paustian, K. J Six; ET Elliott & HW Hunt. 2000. Management options for reducing CO₂ emissions from agricultural soils. *Biogeochemistry* 48, 147–163.

Paustian, K; O Andrén; HH Janzen; R Lal; P Smith; G Tian; H Tiessen; M VanNoordwijk & PL Woomer. 1997. Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil Use Manag.* 13, 230-244.

Pecorari C; J Guerif & P Stengel. 1990. Fitólitos en los suelos pampeanos argentinos: influencia sobre las propiedades físicas determinantes de los mecanismos elementales de la evolución de la estructura. *Ciencia del Suelo* (8), 135-141.

Pedreño, N; M Herrero; L Gómez; B Matayx. 2008. Residuos orgánicos y agricultura. Ed. Espagrac, 155 pp.

Peigné, J, BC Ball; J Roger-Estrade & C David. 2007. Is conservation tillage suitable for organic farming? *Soil Use Manage.* 23, 129–144.

Pittelkow, CM; X Liang; BA Linquist; KJ van Groenigen; J Lee; ME Lundy; N van Gestel; J Six; RT Venterea; C van Kessel. 2015. Productivity limits and potentials of the principles of conservation agriculture. *Nature* 517, 365–369.

Poeplau, C & A Don. 2013. Sensitivity of soil organic carbon stocks and fractions to different land-use changes across Europe. *Geoderma* 192, 189–201.

Powlson, DS; CM Stirling; ML Jat; BG Gerard; CA Palm; PA Sanchez & KG Cassman. 2014. Limited potential of no-till agriculture for climate change mitigation. *Nat. Clim. Change* 4, 678–683.

Quiroga A, R Fernández, D Riestra, E Noellemeyer & N Peinemann. 2008. Influencia del manejo sobre la distribución del tamaño y la estabilidad de agregados en suelos influenciados por variaciones en la granulometría y contenidos de materia orgánica. En: *Actas del XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Potrero de los Funes.* (En CD).

Quiroga, A; D Funaro & O Ormeño. 2003. Aspectos del manejo del agua del suelo para el cultivo de trigo. En *Trigo actualización 2003.* INTA Anguil, Boletín Técnico 76: 33–44.

Quiroga, A; J Casagrande & J Colazo. 2009. Aspectos de la evaluación y el manejo de los suelos en el este de San Luis. Eds. INTA Anguil, 66 pp.

Quiroga, A; R Fernández; O Ormeño; E Manera & N Fuentes. 2007. Efectos del sistema de labranza y la ganadería sobre propiedades de un Haplustol Entico. En: *INTA, Aspectos de la evaluación y el manejo de los suelos en la región semiárida pampeana.* Publicación técnica 69, 90 pp.

Quiroga, AR; DO Funaro; R Fernandez & EJ Noellemeyer. 2005. Factores edáficos y de manejo que condicionan la eficiencia del barbecho en la región pampeana. *Ciencia del Suelo* 23 (1), 79–86.

Raich, JW & WH Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* 44B, 81–99.

Ratliff, TJ & MC Fisk. 2015. Phosphatase activity is related to N availability but not P availability across hardwood forests in the northeastern United States. *Soil Biol. Bioch.* 94, 61–69

Rees, RM; IJ Bingham; JA Baddeley & CA Watson. 2005. The role of plants and land management in sequestering soil C in temperate arable and grassland ecosystems. *Geoderma* 128, 130–154.

Rey, A; E Pegoraro; V Tedeschi; I De Parri; P Jarvis & R Valentini. 2002. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biol.* 8, 851–866.

Reynolds, WD; CF Drury; XM Yang & CS Tan. 2008. Optimal soil physical quality inferred through structural regression and parameter interactions. *Geoderma* 146, 466–474.

Richard, G; I Cousin; JF Sillon; A Bruand & J Guérif. 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *Eur. J. Soil Sci.* 52, 49–58.

Richardson, AE; JP Lynch; PR Ryan; E Delhaize; FA Smith; SE Smith; PR Harvey; MH Ryan; EJ Veneklaas; H Lambers; A Oberson; RA Culvenor & RJ Simpson. 2011. Plant and microbial strategies to improve phosphorus efficiency of agriculture. *Plant Soil* 349, 121–156.

Roldán, A; F Caravaca; MT Hernández; C García; C Sánchez-Brito; M Velásquez & M Tiscareño. 2003. No-tillage, crop residue additions, and legume cover cropping effects on soil quality characteristics under maize in Patzcuaro watershed (Mexico). *Soil Till Res.* 72, 65–73.

Ron, MM & T Loewy. 1990. Fertilización fosfórica del trigo en el sudoeste bonaerense: I Modelos de respuesta. *Ciencia del Suelo* 8 (2), 187-194.

Ron, MM & T Loewy. 2000. Modelo de fertilización nitrogenada y fosforada para trigo en el sudoeste bonaerense, Argentina. *Ciencia del Suelo* 18 (1), 44-49.

Rosolem, CA & M Takahashi. 1998. Soil compaction and soybean root growth. In: Box Jr, J.E. (Ed.), *Root Demographics and their Efficiencies in Sustainable Agriculture, Grasslands and Forrest Ecosystems*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 295–304.

Rosolem, CA; JSS Foloni & CS Tiritan. 2002. Root growth and nutrient accumulation in cover crops as affected by soil compaction. *Soil Till. Res.* 65, 109–115.

Ruisi, P; S Saia; G Badagliacca; G Amato; AS Frenda; D Giambalvo & G Di Miceli. 2016. Long-term effects of no tillage treatment on soil N availability, N uptake, and 15N-fertilizer recovery of durum wheat differ in relation to crop sequence. *Field Crops Res.* 189, 51–58.

Sá, JCD & R Lal. 2009. Stratification ratio of soil organic matter pools as an indicator of carbon sequestration in a tillage chronosequence on a Brazilian Oxisol. *Soil Till. Res.* 103, 46–56.

Sainju, UM; JD Jabro & WB Stevens. 2008. Soil carbon dioxide emission and carbon content as affected by irrigation, tillage, cropping system, and nitrogen fertilization. *J. Environ. Qual.* 37, 98–106.

Salinas-García, JR; J de J Velázquez-García; M Gallardo-Valdez; P Díaz-Mederos; F Caballero-Hernández; LM Tapia-Vargas & E Rosales-Robles. 2002. Tillage effects on microbial biomass and nutrient distribution in soils under rain-fed corn production in central-western Mexico. *Soil Till Res.* 66, 143–152

Santruckova, H; J Vrba; T Picek & J Kopacek. 2004. Soil biochemical activity and phosphorus transformations and losses from acidified forest soils. *Soil Biol Biochem.* 36, 1569- 1576.

Sasal, MC & AE Andriulo. 2003. Comparación de dos métodos para determinar la distribución de la porosidad edáfica en dos sistemas de labranza. *Ciencia del suelo* 21 (2), 74-77.

Sasal, MC; AE Andriulo & MA Taboada. 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinean Pampas. *Soil Till. Res.* 87, 9-18.

Sayre, K; B Govaerts; A Martinez; M Mezzalama & M Martinez. 2006. Comparison of alternative conservation agriculture technologies for rainfed production in the highlands of Central Mexico, 28 August–3 September 2006. In: *Proc. 17th ISTRO Conf.*, Kiel, Germany, pp. 1012–1018.

Schaufler, G; B Kitzler; A Schindlbacher; U Skiba; MA Sutton & S Zechmeister-Boltenstern. 2010. Greenhouse gas emissions from European soils under different land use: effects of soil moisture and temperature. *Eur. J. Soil Sci.* 61, 683–696.

Schimel, JP & MN Weintraub. 2003. The implications of exoenzyme activity on microbial carbon and nitrogen limitation in soil: a theoretical model. *Soil Biol & Bioch.* 35, 549-563.

Schlesinger, WH. 1997. *Biogeochemistry. An Analysis of Global Change*. Academic Press, 588 pp.

Schmidt, ES & NM Amiotti. 2015. Propiedades edáficas superficiales en sistemas de agricultura de conservación en la región pampeana semiárida sur. *Ciencia del Suelo* 33 (1), 79-88.

Scopel, E., Findeling, A., Guerra, E.C., Corbeels, M., 2004. Impact of direct sowing mulch-based cropping systems on soil carbon: soil erosion and maize yield. *Agron. Sustain. Dev.* 25, 425–432.

Scopel, E; B Muller; JM Arreola-Tostado; E Chavez Guerra & F Maraux. 1998. Quantifying and modeling the effects of light crop residue mulch on the water balance: an application to rainfed maize in Western Mexico. In: World Congress of Soil Science, July 1998, Montpellier.

Ségui, L; S Bouzinac & O Husson. 2006. Direct-seeded tropical soil systems with permanent soil cover: Learning from Brazilian experience. In: Uphoff, N., Ball, A.S., Fernandes, E. (Eds.), *Biological Approaches to Sustainable Soil Systems*. CRC Press, Taylor and Francis, Boca Raton, FL, pp. 323–342.

Senigagliesi, C & M Ferrari. 1993. Soil and crop responses to alternative tillage practices. In: Buxton, DR; Shibles, R; RA Forsberg; BL Blad; BH Asay; GM Paulsen; RF Wilson (Eds.), *International Crop Science I*. Crop Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp. 27-35.

Shaffer, MJ; L Ma & S Hansen (Eds.) 2001. Modeling carbon and nitrogen dynamics for soil management. Lewis Publ. Boca Raton, 661 pág.

Sharifi, M; BJ Zebarth; DL Burton; CA Grant; S Bittman; CF Drury; BG McConkey & N Ziadi. 2008. Response of potentially mineralizable soil nitrogen and indices of nitrogen availability to tillage system. *Soil Science Society of America Journal* 72, 1124-1131.

Shi, WY; MJ Yan; JG Zhang; JH Guan & S Du. 2014. Soil CO₂ emissions from five different types of land use on the semiarid Loess Plateau of China, with emphasis on the contribution of winter soil respiration. *Atmos. Environ.* 88, 74–82.

Silenzi, JC. 1998. Degradación antrópica y manejo sustentable de tierras (Sector Norte del Partido de Villarino, Bs. As.) M.S. thesis. Univ. Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

Sisti, CP; HP dos Santos; R Kohhlann; B Alves; S Urquiaga & RM Boddey. 2004. Change in carbon and nitrogen stocks in soil under 13 years of conventional or zero tillage in southern Brazil. *Soil Till. Res.* 76, 39-58.

Six, J; SM Ogle; FJ Breidt; RT Conant; AR Mosier & K Paustian. 2004. The potential to mitigate global warming with no-tillage is only realized when practiced in the long-term. *Glob. Change Biol.* 10, 155–160.

Smith, A; K Brown; S Ogilvie; K Rushton & J Bates. 2001. *Waste Management Options and Climate Change*. European Commission, DG Environment, AEA Technology, Abingdon.

Smith, KA; T Ball & F Conen. 2003. Soil atmosphere exchange of greenhouse gases: interactions of soil physical factors and biological processes. *European Journal of Soil Science* 54, 779-791.

Smith, P. 2004. Carbon sequestration in croplands: the potential in Europe and the global context. *Eur. J. Agron.* 20, 229-236.

Smith, VR. 2003. Soil respiration and its determinants on a sub-Antartic island. *Soil Biol. Biochem.* 35, 77-91.

Soane, BD; PS Blackwell; JW Dickson & DJ Painter. 1981. Compaction by agricultural vehicles: a review. 1. Soil and wheel characteristics. *Soil Till. Res.* 1, 207–237.

Soil Science Society of America. 2008. *Glossary of Soil Science Terms*. Eds. Soil Science Society of America, 88 pp.

Sponseller, RA. 2007. Precipitation pulses and soil CO₂ flux in a Sonoran Desert ecosystem. *Glob. Change Biol.* 13, 426–436.

Stockmann, U; MA Adams; JW Crawford; DJ Field; N Henakaarchchi; M Jenkins; B Minasny; AB McBratney; VR Courcelles; K Singh; I Wheeler L Abbott; DA Angers; J Baldock; M Bird; PC Brookes; C Chenu; JD Jastrow; R Lal; J Lehmann; AGO O'Donnell; WJ Parton; D Whitehead & M Zimmermann. 2013. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agric. Ecosyst. Environ.* 164, 80–99.

Strudley, MW; TR Green & JC Ascoug. 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil Till. Res.* 99, 4-48.

Sturny, WG; A Chervet; C Maurer-Troxler; L Ramseier; M Müller; R Schafflützel; W Richner; B Streit; P Weisskopf & U Zihlmann. 2007. Direktsaat und Pflug im Systemvergleich—eine Synthese. *AGRAR Forschung* (now *Agrarforschung Schweiz*) 14, 350–357.

Tabatabai, MA. 1994. Soil enzymes. *Methods of Soil Analysis, Part 2. Microbiological and Biochemical Properties*. Ed. A. Klute. Second Edition. SSSA, Madison, Pp. 788-826.

Taboada, MA; FG Micucci; DJ Cosentino & RS Lavado. 1998. Comparison of compaction induced by conventional and zero tillage in two soils of the Rolling Pampa of Argentina. *Soil Till. Res.* 49, 57-63.

Taboada, MA, OA Barbosa & DJ Cosentino. 2008. Null creation of air-filled structural pores by soil cracking and shrinkage in silty loamy soils. *Soil Sci.* 173, 130-142.

Thorburn, PJ; ME Probert & FA Robertson. 2001. Modelling decomposition of sugar cane surface residues with APSIM-residue. *Field Crops Research* 70, 223–232.

Topp, GC; WD Reynolds; FJ Cook; JM Kirby & MR Carter. 1997. Physical attributes of soil quality. In: Gregorich, EG & MR Carter (Eds.). *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health*. . *Developments in Soil Science*, vol. 25. Elsevier, New York, NY, pp. 21–58.

Triplett, GB & WA Dick. 2008. No-tillage crop production: A revolution in agriculture! *Agron. J.* 100, 153-165.

Tufekcioglu, A; JW Raich; TM Isenhardt & RC Schultz. 2001. Soil respiration within riparian buffers and adjacent crop fields. *Plant Soil* 229, 117-124.

Turner, BL; ID McKelvie & PM Haygarth. 2002. Characterization of water-extractable soil organic phosphorus by phosphatase hydrolysis. *Soil Biol. Biochem.* 34, 27–35.

Van den Akker JJH & A Canarache. 2001. Two European concerted actions on subsoil compaction. *Land Use and Development*. Vol. 42, 15-22.

van Donk, SJ; DL Martin; S Irmak; SR Melvin; JL Petersen & DR Davison. 2010. Crop residue cover effects on evaporation, soil water content, and yield of deficit-irrigated corn in west-central Nebraska. *Trans. ASABE* 53, 1787–1797.

Van Kessel, C; R Venterea; J Six; M Adviento-Borbe; BA Linquist; & KJ Van Groenigen. 2013. Climate, duration and N placement determine N₂O emissions in reduced tillage systems: a meta-analysis. *Glob. Change Biol.* 19, 33–44.

Van Ouwerkerk, C & BD Soane. 1994. Conclusions and recommendations for further research on soil compaction in crop production. In: Soane, BD & C Van, Ouwerkerk (Eds.). *Soil Compaction in Crop Production*. Elsevier, Amsterdam, pp. 627–642.

VandenBygaart, AJ. 2016. The myth that no-till can mitigate global climate change. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 216, 98–99.

Venanzi, S; A Vallati & H Krüger. 2002. Crecimiento temprano en trigo en función de la densidad aparente del suelo. En: <http://www.agrositio.com/vertex/vertex.asp?id=75010&se=19> (último ingreso julio de 2015).

Verhulst, N; B Govaerts; E Verachtert; A Castellanos-Navarrete; M Mezzalama; P Wall; J Deckers & KD Sayre. 2010. Conservation agriculture, improving soil quality for sustainable production systems? In: Lal, R., Stewart, B.A. (Eds.), *Advances in Soil Science: Food Security and Soil Quality*. CRC Press, Boca Raton, FL, USA, pp. 137–208.

Verhulst, N; V Nelissen; N Jespers; H Haven; KD Sayre; D Raes; J Deckers & B Govaerts. 2011. Soil water content, maize yield and its stability as affected by tillage and crop residue management in rainfed semi-arid highlands. *Plant Soil* 344, 73–85.

Vilche, MS & Alzugaray, C. 2008. Efecto de la labranza profunda sobre el rendimiento y uso del agua del cultivo de maíz. *Revista de Investigaciones de la Facultad de Ciencias Agrarias – UNR* 14, 11-25.

Vitousek, PM; S Porder; BZ Houlton & OA Chadwick. 2010. Terrestrial phosphorus limitation: mechanisms, implications, and nitrogen-phosphorus interactions. *Ecol. Appl.* 20, 5-15.

Wander, M & T Nissen. 2004. Value of soil organic carbon in agricultural lands. *Mitigat. Adaptat. Strateg. Global Change* 9, 417–431.

Wang, J.B., Chen, Z.H., Chen, L.J., Zhu, A.N., Wu, Z.J., 2011. Surface soil phosphorus and phosphatase activities affected by tillage and crop residue input amounts. *Plant Soil Environ.* 57 (6), 251–257.

Wei K; ZH Chen; XP Zhang; WJ Liang & LJ Chen. 2014. Tillage effects on phosphorus composition and phosphatase activities in soil aggregates. *Geoderma* 217–218, 37–44

Weslien, P; Å Kasimir Klemetsson; G Börjesson & L Klemetsson. 2009. Strong pH influence on N₂O and CH₄ fluxes from forested organic soils. *Eur. J. Soil Sci.* 60, 311–320.

West, TO & WM Post. 2002. Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: a global data analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 1930–1946.

Wichern, F; E Luedeling; T Müller; RG Joergensen & A Buerkert. 2004. Field measurement of the CO₂ evolution rate under different crops during an irrigation cycle in a mountain oasis of Oman. *Appl. Soil Ecol.* 25, 85-91.

Wiebe, KD. 2003. Land quality, agricultural productivity, and food security: Biophysical processes and economic choices at local, regional, and global levels. Edward Elgar Publ., Northampton, MA.

Wilhelm, WW; JMF Johnson; DL Karlen & DT Lightle. 2007. Corn stover to sustain soil organic carbon further constrains biomass supply. *Agron. J.* 99, 1665–1667.

Williams, JD; DK McCool; CL Reardon; CL Douglas, Jr; SL Albrecht & RW Rickman. 2013. Root:shoot ratios and belowground biomass distribution for Pacific Northwest dryland crops. *Journal of Soil and Water Conservation* 68 (5), 349-360.

Wiseman, PE & JR Seiler. 2004. Soil CO₂ efflux across four age classes of plantation loblolly pine (*Pinus taeda* L.) on the Virginia Piedmont. *Forest Ecology and Management* 192, 297–311.

Wright, AL; F Dou & FM Hons. 2007. Crop species and tillage effects on carbon sequestration in subsurface soil. *Soil Sci.* 172, 121-131.

Wyngaard, N; HE Echeverria; HR Sainz Rozas & GA Divito. 2012. Fertilization and tillage effect on soil properties and maize yield in a Southern Pampas Argiudoll. *Soil and Tillage Research* 119, 22-30.

Young, RR; B Wilson; S Harden & A Bernardi. 2009. Accumulation of soil carbon under zero tillage cropping and perennial vegetation on the Liverpool Plains, eastern Australia. *Soil Research* 47, 273–285.

Zadoks, JC; TT Chang & CF Konzak. 1974. A decimal code for the growth stages of cereals. *Weed Research* 14, 415-421.

Zibilske LM. 1994. Carbon Mineralization. In: *Methods of soil analysis, Part 2, Microbiological and Biochemical Properties*. Weaver *et al.* (eds.). Soil Sci. Soc. of America Inc., Wisconsin, USA. Pp. 835-863.

Zilio, J. 2015. Aspectos de calidad de suelos representativos del sur de la provincia de Buenos Aires y efectos de la actividad agropecuaria sobre la misma. Tesis de Magister en Ciencias Agrarias. Universidad Nacional del Sur, 100 pp.

Zotelo, C. 2011. Variabilidad Climática y Ciclos Naturales. En: *Anales de la Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria*. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/27824> (último acceso abril de 2016).